

Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs

nördlich Naters (Wallis, Schweiz)

Mit 51 Textfiguren, 4 Tabellen und 2 Tafeln

Inauguraldissertation

der

philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Toni Peter Labhart

aus Steckborn (TG)

1964

Druck Stämpfli & Cie., Bern

1965

Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs

nördlich Naters (Wallis, Schweiz)

Mit 51 Textfiguren, 4 Tabellen und 2 Tafeln

Inauguraldissertation

der

philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Toni Peter Labhart

aus Steckborn (TG)

Druck Stämpfli & Cie., Bern

1965

Von der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag
von Herrn Prof. Dr. E. Niggli angenommen.

Bern, den 3. Dezember 1964.

Dekan
Prof. Dr. W. Wegmüller



Separatdruck aus
«Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz»
Neue Folge, 124. Lieferung, 1965
Herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission

Vorwort der Geologischen Kommission

Anfang Februar 1965 legte Herr Toni P. Labhart der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz)» vor mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Herr Labhart hat auf Grund von Feldbeobachtungen in den südlichen Gneisen des Aarmassivs und in den permischen Gesteinen der Urseren-Zone versucht, die alpinen und die voralpinen Vorgänge der Metamorphose, Tektonik und Deformation getrennt zu erkennen und auseinanderzuhalten.

Die geologischen Aufnahmen werden auf den Atlasblättern 1269 Aletschgletscher und 1289 Brig zur Darstellung kommen.

Die Kommission hat deshalb in ihrer Sitzung vom 27. Februar 1965 beschlossen, die sorgfältige Arbeit, die unter Leitung von Herrn Prof. E. Niggli entstanden ist, in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Der Autor wird an die Druckkosten einen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht. Da die Arbeit druckfertig vorlag, konnte mit dem Druck sogleich begonnen werden.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Mineralogischen Institut der Universität Bern.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im September 1965.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546621_0047

Inhaltsverzeichnis

<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i>	III
<i>Literaturverzeichnis</i>	VII
1. Einführung	
1.1 Vorwort	1
1.2 Geologische Übersicht	2
1.3 Aufbau der Arbeit	3
1.4 Bemerkungen zu den Gefügeuntersuchungen	3
1.5 Morphologisch-topographischer Überblick	4
2. Das Perm der Urseren-Zone	
2.1 Resultate früherer Untersuchungen	5
2.2 Eigene Untersuchungen	7
2.2.1 Die Phyllite	9
2.2.2 Die Konglomeratgneise	17
2.3 Diskussion	18
3. Das Altkristallin des südlichen Aarmassivs	
3.1 Bisherige Untersuchungen	21
3.2 Die Einteilung in «Areale»	22
3.2.1 Areal 1: Der Kristallinkeil nordöstlich Mörel	22
3.2.2 Areal 2: Die schiefrigen Biotit-Serizit-Gneise	24
3.2.3 Areal 3: Die homogenen Augengneise	29
3.2.4 Areal 4: Die inhomogenen Augengneise	32
3.2.5 Areal 5: Die gefalteten migmatischen Amphibolite	36
3.2.6 Areal 6: Die ungefalteten bzw. isoklinalgefalteten Amphibolitmigmatite	46
3.2.7 Areal 7: Die gefalteten Biotit-Plagioklas-Gneise	49
3.2.8 Areal 8: Gefaltete Biotit-Plagioklas-Gneise mit eingelagerten gefalteten Amphibolitmigmatiten	51
3.3 Lagerstätten und Uranvorkommen	
3.3.1 Bleiglanz	54
3.3.2 Uran	54
3.3.3 Talk	55
3.3.4 Quarz	55
4. Resultate der Untersuchungen im Gebiet nördlich Naters	
4.1 Die voralpinen Vorgänge	56
4.2 Die alpinen Vorgänge	58
5. Einordnung der Resultate in einen grösseren Rahmen	
5.1 Die Zeit vor dem Eindringen des Zentralen Aaregranits	61
5.2 Die Intrusion des Zentralen Aaregranits und die späteren hercynischen Ereignisse	67
5.3 Die Ereignisse zwischen hercynischer und alpiner Orogenese	68
5.4 Die alpine Orogenese	68
6. Exkursionsführer für die Strasse Naters-Blatten	76
7. Zusammenfassung	78
8. English summary	80

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen
Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae

- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du massif de l'Aar. Bull. Soc. neuchâtel. Sc. nat. 82, 1–160.
- BALTZER, A. (1880): Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland. Beitr. geol. Karte Schweiz 20.
- BELLIÈRE, J. (1950/51): Les équilibres minéralogiques dans le massif du Mont Blanc. Bull. Soc. géol. Belgique 74/6, 143–154.
- (1957/58): Contribution à l'étude des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. Mém. Soc. géol. Belgique 81, 1–129.
- BRÜCKNER, W. (1943): Über Carbon und Trias auf der Nordseite des Gasternmassivs mit einigen allgemeinen Bemerkungen über das zentralmassivische Carbon. Eclogae 36/1, 35–53.
- BRÜCKNER, W. und NIGGLI, E. (1954): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv. Eclogae 47/2, 383–401.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. 2. Auflage, Wepf Basel.
- CHATTERJEE, N.D. (1961): The alpine metamorphism in the Simplon-Area, Switzerland and Italy. Geol. Rdsch. 51/1, 1–72.
- COLLET, L.W. et PARÉJAS, ED. (1945): Géologie de la région Hockenkreuz–Sattlegi (Loetschental). C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 62, 22–23.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. (1963): Rock forming minerals. Vol. 1–5. Longmans London.
- ECKARDT, P.M. (1957): Zur Talgeschichte des Tavetsch. Diss. Zürich.
- ENGELS, B. (1959): Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. Geotekton. Forsch. 13.
- EUGSTER, H.P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Val Russein (Aarmassiv-Ostende). SMPM 31/1, 1–131.
- FAUL, H. (1963): Age and extend of the hercynian complex. Geol. Rdsch. 52/2, 767–781.
- FELLENBERG, E. VON und MOESCH, C. (1893): Geologische Beschreibung des Westlichen Theils des Aarmassivs, enthalten auf dem nördlich der Rhone gelegenen Theile des Blattes XVIII der Dufour-Karte. Beitr. geol. Karte Schweiz 21.
- FOURMARIER, F. (1947): Sur quelques particularités de la schistosité. Bull. Soc. géol. Belgique 71, B 59–69.
- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspäten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granite und Augengneise Österreichs. Jb. geol. Bundesanst. 42/1, 71–131.
- FURRER, H. (1948): Das Sackungsgebiet von Greich–Goppisberg N Mörel und der Riederhornstollen. Eclogae 41/2, 291–296.
- GRÜNENFELDER, M., HOFMÄNNER, F. und GRÖGLER, N. (1964): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II. Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv. SMPM 44/2, 543–558.
- HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs. SMPM 38/2, 255–362.
- HART, R.S. (1961): The use of hornblendes and pyroxenes for K-Ar dating. J. geophysic. Res. 66, 2995–3001.
- HEIM, ALBERT (1921): Geologie der Schweiz. Band 2/I und II. Tauchnitz Leipzig.
- HEIM, ALBERT und ARNOLD (1916): Die Juramulde im Aarmassiv bei Fernigen (Uri). Vjschr. natf. Ges. Zürich 61, 503–530.
- (1917): Der Kontakt von Gneiss und Mesozoikum am Nordrand des Aarmassivs bei Erstfeld. Vjschr. natf. Ges. Zürich 62, 423–451.

- HOEPPENER, R. (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geol. Rdsch.* **45/2**, 247–283.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. *SMPM* **28/2**, 555–642.
- HÜGI, TH. (1947): Petrographische Beobachtungen zwischen Lonza und Petersgrat. *Eclogae* **40/2**, 282–287.
- (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. **94**.
- HÜGLY, W. (1927): Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aarmassiv zwischen Wendenjoch–Wassen–Erstfeld. Unveröffentl. Diss. Bern.
- HUTTENLOCHER, H. (1933): Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. *SMPM* **13**, 281–291.
- (1934): Exkursion Nr. 29: Brig–Oberaletschgletscher–Gr. Aletschgletscher–Riederalp–Mörel (Brig). In: *Geologischer Führer der Schweiz*, Fasc. VII, 490–494.
- (1942): Allgemeines zu den Problemen, die sich aus den vom Berner Institut im Wallis vorgenommenen Untersuchungen ergeben. *SMPM* **22**, 381–384.
- (1946): Konglomerate und konglomeratähnliche Bildungen aus der Umgebung von Naters (Wallis). *SMPM* **26/2**, 257–272.
- (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. *Mitt. natf. Ges. Bern*, N.F. **4**, 85–116.
- (1951): Bericht über die petrographisch-geologische Exkursion in die westlichen Alpen. *SMPM* **31/1**, 353–359.
- JÄCKLI, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix–Rabius (Graubünden). *Eclogae* **44/2**, 332–337.
- JÄGER, E., KEMPTER, E., NIGGLI, E. und WÜTHRICH, H. M. (1961): Biotit-Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluh-Granit (Aarmassiv). *SMPM* **41/1**, 117–126.
- JAKOB, J. (1919): Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Diss. Zürich.
- KARL, F. (1952): Über einige tektonische und petrographische Beobachtungen im Gotthard- und Aarmassiv und im Raume nördlich Bellinzona. *Verh. geol. Bundesanst.* **4**, 205–207.
- KRUMMENACHER, D. (1959): Le cristallin de la région de Fully (Valais). *SMPM* **39/1–2**, 151–266.
- KRUMMENACHER, D. et EVERNDEN, J. F. (1960): Déterminations d'âge isotopique faite sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *SMPM* **40/1**, 267–277.
- KULP, J. L. (1960): The geological time scale. *Intern. geol. Congr. Copenhagen*, 21. Sess., Part III, 18–27.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. *SMPM* **37/2**, 398–434.
- LEDERMANN, H. (1946): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im obern Lötschental. *SMPM* **25/2**, 388–530.
- METZ, K. (1952): Die Frage nach der Vergleichbarkeit von nordeuropäischem und alpinem «Grundgebirge». *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **6**, 253–260.
- MINDER, W. (1932): Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. *SMPM* **12**, 353–422.
- MORGENTHALER, HANS (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. *Eclogae* **16/2**, 179–217.
- NABHOLZ, W. K. und VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). *Eclogae* **56/2**, 755–808.
- NIGGLI, C. R. (1965): Petrographie und Petrogenesis der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass. Diss. Bern.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. *SMPM* **24**, 58–301.
- (1952): Stéréométrie et mise en place de filons. *Bull. Soc. géol. France* (6), **2**, 215–223.
- (1953): in CADISCH, J.: *Geologie der Schweizer Alpen*. 2. Auflage. Wepf Basel.
- (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Intern. geol. Congr. Copenhagen*, 21. Sess., Part XIII, 132–138.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* **14**.

- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. und PARKER, R.L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen. Band 2. Wepf Basel.
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. SMPM 35/2, 320–409.
- OULIANOFF, N. (1944): Les anciens massifs du Mont Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine. *Eclogae* 37/1, 31–36.
- (1947): Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25 janvier 1946. *Bull. Soc. géol. France* (5), 17, 39–53.
- PARKER, R.L. (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. Wepf Basel.
- PASTEELS, P. (1964): Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. SMPM 44/2, 519–541.
- PLESSMANN, W. (1957): Zur Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer am SW-Rand des Gotthardmassivs. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. IIa*, 1, 18–31.
- (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. IIa*, 7, 153–188.
- QUERVAIN, F. DE und FRIEDLAENDER, C. (1942): Chemismus schweizerischer Gesteine. 1. Nachtrag. *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 20.
- QUERVAIN, F. DE und GSCHWIND, M. (1949): Nutzbare Gesteine der Schweiz. 2. Auflage. Kümmerly & Frey Bern.
- ROHR, K. (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 57.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil. Springer Wien. 2. Teil: 1950.
- SEDERHOLM, J. J. (1907): Om granit och gneis. *Bull. Soc. geol. Finlande* 23.
- SIGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassivs. SMPM 27/1, 39–182.
- STAUB, R. (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. SMPM 28/1, 422–442.
- (1956): Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der späthercynischen Massive im alpinen Raum. *Eclogae* 49/2, 291–311.
- STECK, A. (in Vorbereitung): Tektonische und petrographische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. Diss. Bern.
- STEIGER, R.H. (1962): Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass. SMPM 42/2, 381–577.
- SWIDERSKI, B. (1919 a): La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Massa et la Lonza. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 47.
- (1919 b): Les stades de retrait des glaciers du Rhône et d'Aletsch. *Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne* 26, 5–14.
- TRÖGER, W.E. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- TURNER, F. J. und WEISS, L. E. (1963): Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill New York.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester geol. J.* 2/3, 503–567.
- WEGMANN, E. (1932): Note sur le boudinage. *Bull. Soc. géol. France* (5), 2, 477–491.
- WELTEN, M. (1958): Die spätglaziale und postglaziale Vegetationsentwicklung der Berner-Alpen und -Voralpen und des Walliser Haupttales. *Veröffentl. geobotan. Inst. Rübel Zürich* 34, 150–158.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. SMPM 35, 311–319.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. SMPM 42/1, 139–152.
- (1963): Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen. *Geol. Rdsch.* 52/2, 754–766.
- WINCHELL, H. (1958): The composition and physical properties of garnet. *Amer. Mineral.* 43, 595–600.
- WOLDSTEDT, P. (1958): Das Eiszeitalter. Band 2. Enke Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. IIa*, 1, 1–17.
- (1958): Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphosevorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. IIa*, 7, 115–151.
- WÜTHRICH, H. (1963): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem Aarmassiv. *Eclogae* 56/1, 103–112.
- ZBINDEN, P. (1949): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs (Oberwallis). SMPM 29/2, 221–356.

I. Einführung

I.1 Vorwort

1959 kam ich durch einen Auftrag des «Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente» erstmals in die Gegend nördlich Naters. Die Abklärung der Verbreitung von Uran-Vererzungen führte zu detaillierteren Untersuchungen, deren Ergebnisse in internen, unveröffentlichten Rapporten niedergelegt wurden.

Die in jenem Jahr vorgenommene Verbreiterung der Autostrasse Naters–Blatten hatte schöne Aufschlüsse geschaffen, welche den Wunsch nach einer umfassenderen Bearbeitung dieser Gesteine weckten. Unter der Leitung von Professor TH. HÜGI und Professor E. NIGGLI entstand in den Jahren 1960–1964 vorliegende Arbeit. Nach dem zweiten Feldsommer setzte ich mir ein spezielles Ziel; ich wollte auf Grund von Feldbeobachtungen, Dünnschliffuntersuchungen und Messungen makroskopischer und mikroskopischer Gefügedaten die Altersabfolge der gefügeprägenden und metamorphosierenden Vorgänge feststellen. Diese Zielsetzung brachte es mit sich, dass die geochemische und die klassische petrographische Untersuchung etwas in den Hintergrund trat.

Das untersuchte Gebiet ist wie folgt abgegrenzt: Naters–Rhonetal–Mörel–Riederfurka–Gebidem–Alp Bel–Alp Nessel–Naters. Gegen Osten ist so der Anschluss an die Untersuchungen ZBINDENS (1949) hergestellt. Das nördlich anschliessende Terrain wurde fast gleichzeitig von meinem Kameraden ALBRECHT STECK (Dissertation Bern in Vorbereitung) untersucht.

Herr Professor ERNST NIGGLI hat die Arbeit mit seiner grossen Erfahrung und seiner wohlwollenden Kritik sehr gefördert. Herr Professor TH. HÜGIS stete wissenschaftliche und persönliche Anteilnahme an allen Problemen war für mich immer sehr anspornend.

Wertvolle Diskussionen und Hinweise verdanke ich folgenden Damen und Herren: Fräulein Professor E. JÄGER (Bern), den Herren Professoren C. EXNER (Wien), A. FALCONNIER (Lausanne), M. GRÜNENFELDER (Zürich), W. NABHOLZ (Bern), F. DE QUERVAIN (Zürich), A. STRECKEISEN (Bern) und E. WENK (Basel), den Herren Doktoren Tj. PETERS (Bern), G. VOLL (Berlin), E. RICKENBACH (Bern), R. U. WINTERHALTER (Zürich) und P. ZBINDEN (Bern).

Für die Erlaubnis zur Begehung von Stollen sei hier der Aletsch AG und der Electra-Massa S. A. bestens gedankt. Viele Terrainbegehungen und Diskussionen mit meinem Gebietsnachbarn ALBRECHT STECK waren für mich von grossem Wert.

Für Begleitung im Felde danke ich meinen Kameraden ANDREAS ARNOLD, HANS HOFMANN, JEAN KLINGLER und WILLI SCHERER.

MARTIN FREY war mir öfters freundlicherweise bei Zeichenarbeiten behilflich.

Herrn ED. SPYCHER (dipl. Chemiker HTL) sei gedankt für die Ausführung von vier Amphibolanalysen.

Herr H. HUBER fertigte die untersuchten Dünnschliffe mit viel Sorgfalt und Interesse an.

Für die Opferbereitschaft meiner Eltern und ihrem Interesse an dieser Arbeit gebührt ihnen tiefer Dank.

1.2 Geologische Übersicht

Im Gebiet von Brig finden wir von Nordwesten nach Südosten folgende geologische Einheiten:

1. Das Aarmassiv.
2. Die Urseren-Zone ¹⁾ und südliche gotthardmassivische Sedimente.
3. Die penninischen Bündnerschiefer und Gneisdecken.

Das untersuchte Gebiet liegt zum grösseren Teil am Südrand des Aarmassivs und zum kleineren in der Urseren-Zone.

Das *Aarmassiv* gehört zu den Zentralmassiven, jenen prätriadischen Kristallinkomplexen, welche in die tertiäre Alpenfaltung einbezogen worden sind. Es ist mit rund 120 km NE–SW-Länge und maximal über 20 km NW–SE-Breite das grösste schweizerische Zentralmassiv.

Auf Tafel I sind in der Vereinfachung der Zonengliederung HUGIS drei Zonen ausgeschieden:

- a) Die *nördlichen Granite* (Gastern-, Lauterbrunner-, Innertkirchen- und Tödigranit).
- b) Der *Zentrale Aaregranit* (inklusive Punteglias-, Grimsel- und Mittagfluhgranit).
- c) Die *Schieferhülle* (inklusive Erstfeldergneis).

Die Granite (a und b) nehmen nach HÜGI (1956, p. 1) ziemlich genau die halbe Fläche des Aarmassivs ein. Es sind, wie seit langem angenommen und durch absolute Altersbestimmungen neuerdings bestätigt (WÜTHRICH, 1963) wurde, hercynische ²⁾ Granite.

Das untersuchte Gebiet liegt in der *Schieferhülle*. Es handelt sich um eine aus den verschiedensten Gesteinen zusammengesetzte Sammelzone mit Granitgneisen, Augengneisen, Migmatiten, Amphiboliten und Ultrabasiten. Diese Gesteine sind das Produkt von mindestens zwei Orogenesen, der hercynischen und der alpinen³⁾, eventuell einer weiteren, prähercynischen. Durch den Zentralen Aaregranit wird die Schieferhülle im südwestlichen Aarmassiv praktisch in zwei Teile getrennt, die aber an mehreren Stellen zusammenhängen, so im Quertal der Lonza und am Aletschhorn.

Die nördliche und südliche Schieferhülle (letztere auch «südliche Schieferzone» oder «südliche Gneise» genannt) unterscheiden sich nach HUTTENLOCHER (1947, p. 105–112) nicht nur der Lage nach, sondern auch petrographisch. Im Norden dominieren Biotitgneise und Amphibolite, im Süden augengneisige und aplitische Gesteine. Diese Unterschiede führt HUTTENLOCHER auf verschiedene Niveaux während einer präaaregranitischen Orogenese zurück.

Die *Urseren-Zone* besteht aus einer wenig mächtigen Abfolge permischer bis jurassischer, eventuell jüngerer Sedimente⁴⁾, welche zwischen Niederwald im Goms (= Rhonetal oberhalb Brig) und dem Oberalppass Aar- und Gotthardmassiv trennt. Im Tavetsch (= oberstes Vorderrheintal) schaltet sich zwischen die beiden Massive das Tavetscher Zwischenmassiv ein. Die Urseren-Zone liegt dort zwischen Tavetscher Zwischenmassiv und Gotthardmassiv (E. NIGGLI, 1944). Das wesentlich kleinere Gomser Zwischenmassiv in der Gegend von Fiesch (OBERHOLZER, 1955) liegt ganz in den Sedimenten der Urseren-Zone.

Die Gesteine der Urseren-Zone werden als die nördliche Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs (inklusive Gomser Zwischenmassiv) angesehen. Mit Ausnahme des von mir bearbeiteten Westendes der Urseren-Zone verläuft die stratigraphische Abfolge Perm–Jura von Südosten nach Nordwesten, also vom Gotthardmassiv zum Aarmassiv bzw. zum Tavetscher Zwischenmassiv.

¹⁾ Ich verwende in Übereinstimmung mit C. R. NIGGLI (1965) die Bezeichnung «Urseren-Zone». Es ist ein Synonym für «Urseren-Mulde» (HEIM, 1921), «Urseren-Garvera-Mulde» (E. NIGGLI, 1944 und KVALE, 1957) und für «Urseren-Fiescher-Mulde» (OBERHOLZER, 1955).

²⁾ Hercynisch der französischen Literatur = variszisch (varistisch) der deutschen Autoren.

³⁾ Von anderen Autoren auch «alpidisch» genannt.

⁴⁾ In einem Exkursionsbericht von BRÜCKNER et al. (1954, p. 396), wird die Vermutung ausgesprochen, es könnten am Furkapass auch kretazische Sedimente am Aufbau der Urseren-Zone beteiligt sein.

Durch das Abtauchen des Gotthardmassivs westlich des Binnatales vereinigen sich Urseren-Zone und südliche Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs. In der Nähe von Brig tauchen auch diese Sedimente infolge ihres südwestlichen Axialgefälles endgültig ab. Folglich stossen von hier an gegen Südwesten penninische Elemente direkt an das Aarmassiv. Die verkehrstechnisch bedeutsame Furche Vorderrheintal–Oberalppass–Urserental–Furkapass–Goms folgt im wesentlichen den verhältnismässig weichen und tektonisch stark beanspruchten Gesteinen der Urseren-Zone.

1.3 Aufbau der Arbeit

Nach einem einleitenden ersten Kapitel werden zur *Kenntnis der alpinen Beanspruchung und Metamorphose* in Kapitel 2 die *monometamorphen, permischen Sedimente* des Westendes der Urseren-Zone untersucht. Die Resultate werden mit denjenigen früherer Bearbeiter verglichen.

Das nördlich anschliessende *Altkristallin der südlichen Schieferhülle* des Zentralen Aaregranits wird nach einer kurzen historischen Einführung in *acht petrotektonische Bereiche* im weiteren Sinne («*Areale*») unterteilt (näheres s. S. 22). Diese werden in den Abschnitten 3.2.1 bis 3.2.8 einzeln besprochen, wobei mehr Wert auf die Beschreibung der Gefüge und der typischen petrologischen und mineralogischen Vorgänge als auf eine umfassende Beschreibung aller vorkommenden Gesteine gelegt wird. Auf eine möglichst gute *Trennung der beobachteten Tatsachen von ihrer Deutung* wird geachtet.

Einige Daten über im 19. und 20. Jahrhundert abgebaute *Lagerstätten* und erste Mitteilungen über ein *Uranvorkommen* werden in Kapitel 3.3 gegeben.

Kapitel 4 bringt eine *Zusammenfassung der Resultate der Untersuchungen im Gebiet nördlich Naters*.

In Kapitel 5 wird versucht, die bisherigen Resultate in einen grösseren Rahmen zu stellen. Hier werden vor allem andere Arbeiten über das Aarmassiv und andere Zentralmassive zu Vergleichen herbeigezogen.

Kapitel 6 ist ein Exkursionsführer für die Strasse Naters–Blatten.

1.4 Bemerkungen zu den Gefügeuntersuchungen

Es wurde angestrebt, möglichst viele Gefügeelemente durch Messungen zu erfassen. Die Anzahl eingemessener makroskopischer Elemente (gegen 3000) war durch einige Faktoren beschränkt, so durch die an dem enorm besonnten südexponierten Hang starke Oberflächenverwitterung, die gletscherpolierte Oberfläche der Aufschlüsse und endlich die Kleinheit der Areale. Um nicht Falsches vorzutäuschen, wurden deshalb bei stereographischen Projektionen erst ab 100 Werten statistische Darstellungen (Kurvendiagramme) gewählt. Das soll mich allerdings nicht hindern, auch die andern, einzeln aufgetragenen Werte zu interpretieren. Wenn zum Beispiel in Areal 3 bei allen Begehungen fünf und nur fünf Aplitgänge angetroffen wurden, welche zudem alle dieselbe Raumlage einnehmen, ist das trotz der geringen Zahl eine interpretationswürdige Tatsache.

Nirgends ist meines Erachtens die Trennung der Darstellung gemessener Werte von deren Interpretation wichtiger als bei Gefügedaten. Für denjenigen Leser, der meine Interpretationen unrichtig findet, liegen dann noch Tatsachen vor, die ihm zum Aufbau einer neuen Synthese dienen können. Wir müssen uns allerdings immer bewusst sein, dass bereits bei der Bezeichnung eines Gefügeelementes im Felde eine gewisse Interpretation unvermeidlich ist.

Die Orientierung von *Ebenen* wird mit der Bezeichnung Fallazimut¹⁾/Fallbetrag angegeben; so fällt eine Ebene, deren Lage mit 225/45 angegeben wird, mit 45° gegen Südwesten (ich verwende die 90° Teilung). Durch die einfache und eindeutige Schreibweise ist eine geringere Anfälligkeit für Fehler vorhanden als bei anderen Methoden, zum Beispiel N 45 E, 45° SW für dieselbe Ebene. Vertikale Ebenen bilden weiter keine Schwierigkeiten, indem der Kompass genau gleich angelegt und abgelesen wird wie

¹⁾ Azimut = Abweichung in Grad von geographisch Nord (über Osten–Süden–Westen gemessen).

üblich; ob dies an der Nord- oder Südspitze der Nadel geschieht, ist unwichtig; bei der Eintragung auf ein Netz ergeben sich ohnehin zwei Punkte und beim Auftragen eines Fallzeichens fallen beide Werte zusammen.

Die westliche *Deklination* von ungefähr 4° ist berücksichtigt. Alle *Projektionen* wurden auf dem *Schmidtschen flächentreuen Netz* auf der *unteren Halbkugel* vorgenommen. Punkte als Symbole für planare Elemente entsprechen dem Flächenpol, für lineare Elemente dem Durchstosspunkt durch die untere Halbkugel.

Ortsangaben, Flurnamen usw. sind in der Landeskarte 1:50 000 entnommen (Blätter 274, Visp, Ausgabe 1941 und 264, Jungfrau, Gesamtnachführung 1961).

1.5 Morphologisch-topographischer Überblick

Den besten Überblick hat man vom gegenüberliegenden Südhang des Rhonetales aus, etwa von der Simplonstrasse oberhalb Ried-Brig.

Aus den Alluvionen des Rhonetales taucht eine glazial überarbeitete Landschaft auf, deren runde Formen in scharfem Gegensatz stehen zu den im Hintergrund sichtbaren schroffen Gräten der Granitberge nördlich des Grossen Aletschgletschers. Die Schlifffgrenze befindet sich am Eggishorn auf 2700 Meter, also 500 Meter höher als der höchste Punkt des untersuchten Gebietes (Riederhorn, 2230.3 m).

Wir sehen das Riederhorn im Nordwesten als Fortsetzung des Höhenzuges Eggishorn–Bettmerhorn, der gegen Südwesten hin im bewaldeten Rücken des schwarzen Flesch und in dessen Steilabfall gegen die Massaschlucht (Massakin der Landeskarte) endet. In tiefeingeschnittener Nord–Süd-Rinne tosen dort die Wasser des Grossen Aletschgletschers, des grössten Gletschers der Alpen, dem Rotten¹⁾ zu. Wer diese sagenumwobene Schlucht noch in ihrer wilden Ursprünglichkeit sehen will, muss es bald tun; die Vorbereitungen zum Bau eines Dammes im oberen Teil der Schlucht sind im Gange.

Zahlreiche Sackungen geben dem Nordhang des Rhonetales zwischen Mörel und der Massa ein eigenes Gepräge. Auf Terrassen liegen hier die Dörfer Ried-Mörel und Bitsch.

Westlich der Massa erheben sich eine Reihe bewaldeter, runder Kuppen, zwischen denen die Weiler Geimen, Bitsch-Naters, Hegdorn, Mehlbaum und Blatten-Naters liegen. Eine breite, wohl glazial angelegte Senke benützt westlich dieser Dörfchen der Kelchbach, der einen grossen Teil der Belalp entwässert und der bei Naters in den Rotten mündet. Dieser Senke folgt auch die Post-Autostrasse von Naters nach Blatten, nachdem sie eine erste Steilstufe weit nach Osten ausholend überwunden hat.

Westlich davon steigt steil die tausend Meter hohe Flanke des Höggebirgs an. Sie findet ihr unvermitteltes Ende in einer ausgeprägten Terrasse auf 2200 Meter. Darauf liegt die Alp Nessel. Von hier an steigt der Hang flacher gleichmässig gegen Westen an bis an die Wasserscheide gegen das Gredetschtal. Auch der zwischen 2000 und 1200 Meter bewaldete Hang gegen das Rhonetal hat ein gleichmässiges Gefälle mit Ausnahme einer Steilstufe zwischen 1000 und 800 Meter. Verantwortlich für die glaziale Überarbeitung ist der Grosse Aletschgletscher, der sich in der Gegend von Brig einst mit dem Rhonegletscher vereinigte und dessen Rückzug wesentlich überdauerte (SWIDERSKI, 1919b). Die generell Nord–Süd gerichtete Fortbewegung des Gletschers lässt sich an vielen Orten an den guterhaltenen Schlifflen ablesen. Moränenwälle des zurückweichenden Aletschgletschers finden wir auf dem Plateau von Hegdorn und – besonders schön – beim Ausgang der Massaschlucht (mächtiger NNW–SSE verlaufender Kamm auf dem rechten Ufer der Massa). Die Wälle werden von SWIDERSKI (1919b) ins Rückzugsstadium des Daun gestellt. Nach WOLDSTEDT (1958, p.202) gehört das Daun-Stadium in die jüngere Dryaszeit, die Schlussvereisung der Alpen. WELTEN (1958, p.158) kommt aber auf Grund von Pollenuntersuchungen kombiniert mit C₁₄-Altersbestimmungen zum Schluss, dass der Aletschgletscher den Talboden des Wallis erst im Boreal (um 6000 v. Chr.) verlassen habe und dass die letzten Hauptrückzugsstadien noch bis gegen 4000 v. Chr. reichten. WELTEN gibt für die jüngere Dryaszeit ein Alter von 10 000–11 000 Jahren an (8000–9000 v. Chr.).

¹⁾ Oberhalb des Pfynwaldes bei Sierre/Siders heisst die Rhône der «Rotten». Hingegen ist es üblich, auch oberhalb dieser Sprachgrenze von «Rhonetal» und «Rhonegletscher» zu sprechen.

2. Das Perm der Urseren-Zone

2.1 Resultate früherer Untersuchungen

JAKOB (1919) beschrieb magmatische Injektionserscheinungen vom Südrand des Aarmassivs, unter anderem auch an Gesteinen vom Ausgang der Massaschlucht. Es besteht kein Zweifel, dass er fälschlicherweise die auffälligen, hellen Konglomeratlagen als injiziertes Material betrachtete. Bei Phylliten in der Nähe von Fiesch betonte er den ehemals sedimentären Charakter. Aber auch dort sah er im wechselnden Gehalt an gröberen Komponenten eine verschieden starke Injektion. Es scheint mir wichtig, auf die falschen Feldbeobachtungen JAKOBs hinzuweisen. Seine Analysenreihen werden immer wieder als klassisches Beispiel einer Na-Zufuhr herbeigezogen!

In P. NIGGLI et al. (1930, p.128–133) finden sich die Werte aus JAKOB (1919) zusammengestellt, ergänzt durch weitere Analysen J. JAKOBs. Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zur Urseren-Zone war damals noch nicht bekannt. Die Analysen werden im genannten Werk in der Rubrik «Aarmassiv» aufgeführt.

HUTTENLOCHER (1946) untersuchte «permokarbonische» Konglomeratgneise zwischen Naters und Mörel. Er stellte den sedimentären Charakter dieser Gesteine fest und lehnte die Deutung von JAKOB ab. Als Gerölle fand er nur aplitisch-granitische Komponenten und entsprechende klastische Einzelminerale. Es erschien ihm unmöglich, dass dieses Material aus dem Aarmassiv stammen könnte: basische Gesteine fehlen, und die Granite weisen mit dem Zentralen Aaregranit wenig Ähnlichkeit auf.

HUTTENLOCHER beobachtete eine Zerschörung, die gelegentlich Gerölle erfasst; von einem gewissen Glimmergehalt in der Zwischenmasse an sind aber die Gerölle ausgezeichnet erhalten. HUTTENLOCHER stellte eine ausgesprochene Schachbrettalbitisierung der Kalifeldspäte fest.

Nach ihm sind alpin Na und eventuell Ca zugeführt worden. Den Kontakt zwischen dem Altkristallin des Aarmassivs und den Konglomeratgneisen sah er als tektonisch an.

Unweit des Kontaktes beobachtete HUTTENLOCHER im Altkristallin konglomeratähnlich aussehende Gesteine, die er als Gneise mit zerscherten Aplitlagen deutete. Die Schieferung ist alpin, denn die Mineralumwandlungen sind dieselben wie in den Konglomeratgneisen.

ZBINDEN (1949) bearbeitete die Urseren-Zone zwischen Mörel und Niederwald. Seine wertvollen Ergebnisse seien hier kurz zusammengefasst: Die permischen Gesteine sind vorwiegend klastische Sedimente (Phyllite, Psammite und Psephite). Als Komponenten kommen vor: Granite, Aplite, Pegmatite, Quarzite und Keratophyre. Tuffzwischenlagerungen deuten auf eine vulkanische Aktivität. Die Sedimentation war unruhig, der lithologische Charakter sprunghaften Wechsels unterworfen. Die sedimentäre Fazies ist kontinental-lagunär und unterscheidet sich nicht von derjenigen des Verrucano der helvetischen Decken. Auf Grund einer generellen Abnahme der Korngrößen gegen Nordwesten hin und eines Streifengneis-Gerölls¹⁾ nahm ZBINDEN eine Schüttung aus Südosten bis Osten an. Alle Gesteine sind alpin epimetamorph. Albit-Schachbrettalbit, Serizit-Muskowit, Chlorit, Calcit, Epidot und Biotit (in mehreren Generationen) sind alpin neugebildet. Eine metamorphe Differentiation in Biotit- und Quarzlagen ist festzustellen. Verscherungen und Verfaltungen sind ebenfalls alpinen Alters. Die Keratophyrkomponenten werden völlig zerschert, während die granitischen Gerölle erstaunlich gut erhalten blieben.

Mit einer kurzen Mitteilung von KARL (1952) begann eine Reihe von Publikationen, die sich mit Gefügestudien im Raume des Gotthardmassivs befassten. Als Zone mit posthercynischen Gesteinen wurde die Urseren-Zone immer in die Untersuchungen einbezogen. Es sei hier bereits in Tab.1 eine Zusammen-

¹⁾ Als *Streifengneise* bezeichnet man im Gotthardmassiv Zweiglimmergneise granitischer Zusammensetzung mit vor-meladisergranitischem Planar- und Lineargefüge. Typisch ist eine Lineation in Form langgezogener Flatschen aus Glimmeraggregaten.

Tabelle 1: *Bezeichnungen alpiner Gefügeelemente durch verschiedene Autoren. Siehe auch STEIGER (1962, p. 464)*

LABHART (1965)	KVALE (1957)	PLESSMANN (1958)	CHATTERJEE (1961)	STEIGER (1962) (nur lineare Elemente)
Schichtung ss		Schichtung s_1	bedding planes s_1	
erste Schieferung s_1	Schieferung (steil SE- bis S-fallend)			
erste Faltung B_1 (nicht beobachtet)	—	—	—	
erste Streckung str. $_1$ Linear L_1 Wiederfaltung um str. $_1$ (B_1') durch Zerschierung von s_1 durch s_1' und s_1''	Striemung	steiles Streckungs- und Plättungs- linear Linear I B_1 s_2, s_3	B_1 s_2, s_3	Nord-Süd- Lineation ? Nord-Süd-Klein- fältelung
zweite Schieferung s_2		s_4	s_4	
zweite Faltung B_2	Wellung mit sub- horizontalen Achsen	B_2	B_2	Ost-West-Wellung
dritte Schieferung s_3 mit Knitterfalten B_3		jüngere Steil- faltung		

stellung der leider verschiedenen Benennungen der alpinen Gefügeelemente durch verschiedene Autoren gegeben.

KARL beobachtete steile bis vertikale B-Achsen, die in so verschiedenen tektonischen Einheiten wie der Urseren-Zone, dem Aar- und Gotthardmassiv, den penninischen Bündnerschiefern und der Wurzelzone mit «bemerkenswerter Raumstetigkeit» auftreten. Er wunderte sich, dass dieses auffällige Gefügeelement in der Literatur nirgends beschrieben war.

KVALE (1957) schloss diese Lücke, indem er erste Resultate von Untersuchungen an Material, das von Mitarbeitern des mineralogisch-petrographischen Instituts Zürich gesammelt worden war, veröffentlichte. Die vorläufige Publikation, der bis heute keine weitere gefolgt ist, war, wie KVALE im Vorwort bemerkte, eine Reaktion auf die Arbeiten von WUNDERLICH (1957) und PLESSMANN (1957).

KVALE untersuchte die Gefüge im Gotthardmassiv und in den posthercynischen «Mulden» (Urseren-, Bedretto-, Nufenen-, Scopi- und Piora-Mulde). Er machte auch eine Reihe wertvoller Beobachtungen im Aarmassiv. In der Urseren-Zone zwischen Äginental und Truns fand er folgende Gefügeelemente:

1. Eine isoklinale, steil süd- bis südostfallende Schieferung, die er auf die Pressung zwischen Aar- und Gotthardmassiv bzw. Aar- und Tavetscher Zwischenmassiv zurückführte.
2. Eine ungefähr im Fallen dieser Schieferung liegende Striemung, die eine grossräumige Fächerform aufweist: In Graubünden weicht sie von der Fallrichtung gegen Westen ab, im Urserental liegt sie im Fallen, und im Goms fällt sie steil nach Osten. Quarz- und Calcitkörner sind in ihr gelängt, und zwar bis 10:1.
3. Eine Wellung von 1–3 mm Amplitude mit subhorizontaler Achse verbiegt die Striemung, stellt aber nur eine oberflächliche Deformation dar.

PLESSMANN (1958) zeigte, dass das steile Linear (B_1) die Schnittlinie der Schichtung (s_1) mit einer, gelegentlich zwei vertikalstehenden Scherflächenscharen (s_2, s_3) darstellt. Parallel dazu liegen die Achsen von Falten im Zentimeter- bis Meter-Bereich. Er stellte auch eine Minerallängung parallel B_1 fest. Dieses B_1 ist nun nach PLESSMANN offensichtlich an die Massive gebunden. Im Massivstreichen des Aar-/Gotthardmassivs und des Aiguilles-Rouges-/Mont-Blanc-Massivs bildet B_1 einen nach oben geöffneten Fächer (den ja KVALE ebenfalls feststellte). Bemerkenswert ist das «Umkippen», das heisst das rasche Flacherwerden von B_1 an den Massivenden, zum Beispiel bei Brig.

Eine spätere Faltung um eine subhorizontale Achse (B_2), welche von einer nordfallenden Scherflächenschar (s_4) begleitet war, verbog B_1 . An den Massivenden ist sie besonders ausgeprägt und wird ausserhalb derselben rasch zum dominierenden Element.

Alle diese Gefügeelemente wurden von WUNDERLICH (1958, p. 128, Abb. 7 und 8) auch an Gesteinen der Urseren-Zone gefunden. Der Marmor von Altkirch hat dank seiner grösseren Scherfestigkeit die Verformung um B_2 nicht mitgemacht.

WUNDERLICH (1958) kam nach seinen Untersuchungen zum Schluss, die Anlage der oben beschriebenen Verformungen sei nach den Deckenbewegungen erfolgt. Die alpine Metamorphose soll nach ihm die Gefügeprägungen überdauert haben und eine Folge von heute noch in der Tiefe liegenden «Intrusionskörpern» im Bereich der leontinischen Gneisregion sein. Wir hätten demnach eine altersmässige Dreiteilung Deckenüberschiebung-Gefügeprägung-Metamorphose.

CHATTERJEE (1961) untersuchte die alpine Metamorphose in der Simplongegend. Er kam zu ganz ähnlichen Schlüssen wie WUNDERLICH.

Obwohl STEIGER (1962) das südliche Gotthardmassiv bearbeitete, soll seine Arbeit hier erwähnt werden. Er stellte nämlich fest, dass bei der alpinen Beanspruchung der Gneise zwei Nord-Süd gerichtete, parallele, aber verschieden alte Lineare gebildet wurden:

- a) Das Ältere ist eine Streckung und Einregelung von Mineralien. Es wurde gebildet «unter der Einwirkung der nach Norden gleitenden alpinen Decken».
 - b) Das Jüngere ist eine Kleinfältelung, deren Achsen parallel zum älteren Linear verlaufen. Sie ist die Folge einer Ost-West-Einengung des Gotthardmassivs.
- Später entstand eine verhältnismässig unbedeutende Ost-West-Wellung.

Eine Arbeit von NABHOLZ und VOLL (1963) über die gotthardmassivischen Sedimente am Ostrand des Gotthardmassivs brachte neue hochinteressante Resultate über alpine Deformationen. G. VOLL zeigte darin unter anderem, dass das steile Linear (bei VOLL die *Streckung*) während mehrerer alpiner Faltungen das lagekonstanteste Gefügeelement war. Dabei ist diese Streckung keineswegs an die Massive gebunden, wie das PLESSMANN (1958) annahm, sondern ein während der Deckenüberschiebungen entstandenes Gefügeelement. VOLL beobachtete es am Ostrand des Gotthardmassivs, in der Glarner Schubmasse und im Helvetikum nördlich davon.

2.2 Eigene Untersuchungen

Fig. 1 gibt eine Anzahl Querprofile durch die Urseren-Zone zwischen Brig und Mörel. Wir erkennen sofort, dass hier im Gegensatz zum grossen übrigen Teil das älteste Glied der Urseren-Zone, das Perm, am Aarmassiv anliegt und gegen Südosten hin die jüngeren Gesteine folgen. Wir sehen aber auch, dass es sich nicht um eine stratigraphische, ungestörte Abfolge handeln kann. Praktisch alle Kontakte sind tektonisch oder mindestens tektonisch überarbeitet. Ein Schuppenbau ist erkennbar. So trifft man am Ausgang der Massaschlucht (Profil 2 in Fig. 1) südlich der dunklen, wohl liasischen Kalkschiefer¹⁾ erneut triadische Sedi-

¹⁾ Nach OBERHOLZER (1955, p. 395, Fig. 5) handelt es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um Lias der südlichen Sedi-
mentbedeckung des Gotthardmassivs (falls man diesen Ausdruck hier noch verwenden darf und nicht von «westlicher Sedi-
mentbedeckung» sprechen muss). Es ist dies die einzige Stelle, wo gotthardmassivischer Lias auf dem Nordufer des Rotten
zu finden ist. Hier hat FOURMARIER (1947, p. B 64/65) das Vorkommen eines schief zur Schichtung verlaufenden Clivage
beobachtet.

NW

SE

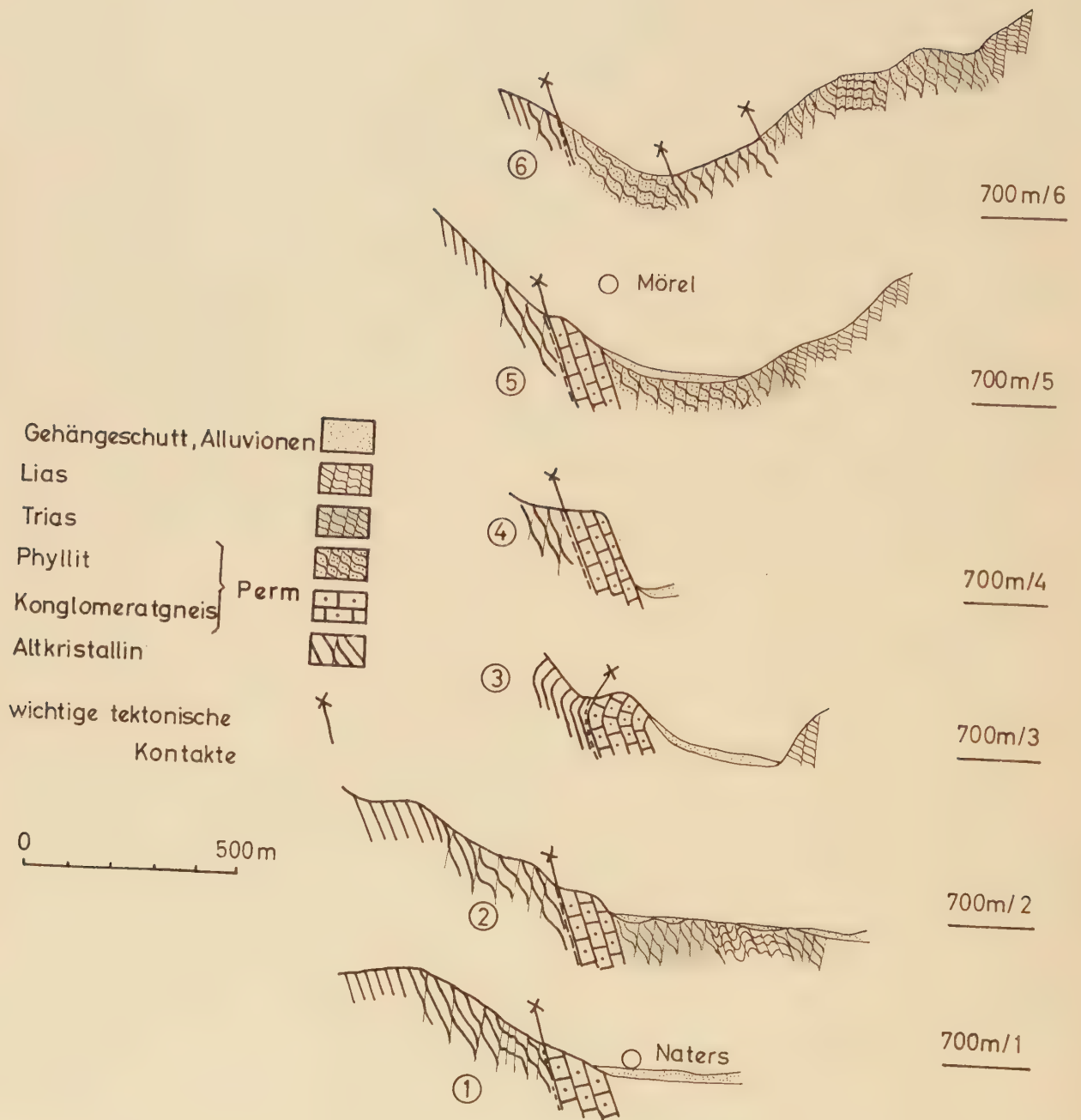


Fig. 1. Sechs Querprofile durch die Urseren-Zone zwischen Naters und Giffrisch

mente; auch auf der linken Seite des Rotten gegenüber der Massamündung kann man eine Reihe Trias-schuppen beobachten. ZBINDEN (1949, p.308/309, Fig. 18, 19 und 19a) beschreibt einen Altkristallin-keil in den Phylliten nordöstlich von Mörel bei Giffrisch (mein Areal 1, siehe S. 22).

Ich werde im folgenden nur die permischen Glieder der Urseren-Zone näher untersuchen. Es sind *Phyllite* und *Konglomeratgneise*.

2.2.1 Die Phyllite

Wie aus Fig.1 ersichtlich ist, sind die Phyllite im Nordosten mehrere hundert Meter mächtig und keilen gegen Südwesten hin rasch aus. Am besten lassen sie sich im Profil des Gifrishbaches studieren. Dieser südliche Zufluss des Rotten mündet 500 Meter nordöstlich Mörel bei der Häusergruppe Gifrish. Auch bei der Brücke über den Rotten nordöstlich Mörel (Koord. 647 13/134 37) sind die Phyllite bei niedrigem Wasserstand gut aufgeschlossen.

Die Phyllite sind grauglänzende, dünnblättrig-phyllitische, durchwegs sehr feinkörnige Gesteine (Korndurchmesser 30–250 μ). Die mineralogische Zusammensetzung wechselt wenig, dagegen schwankt der prozentuale Anteil der Mineralien stark. Die Schwankungen sind in Klammer angenähert angegeben.

Hauptgemengteile: Quarz, Albit (zusammen 25–40 Vol.-%), Muskowit (30–50 %), Biotit (5–20 %), Chlorit (5–10 %) und Pistazit (15–20 %).

Nebengemengteile: Erz (zum grossen Teil Magnetit) und Calcit.

Akzessorien: Turmalin, Kalifeldspat, Zirkon und Apatit.

Der *Quarz* zeigt gelegentlich undulöse Auslöschung, ist aber meist nur mit Mühe vom unverzwillingten *Albit* gleicher Form und Grösse zu unterscheiden. Beide weisen meist rechteckige Querschnitte auf, weil sie an Phyllosilikate grenzen. Der *Biotit* hat in allen Fällen grüne Farbe // Y (was die Feststellung von ZBINDEN, 1949, p.282 bestätigt). Der *Pistazit* zeigt recht starken Pleochroismus von farblos nach zitronengelb; $n_z - n_x$ beträgt 0,023–0,037. Er weist oft einen isotrop-orthitischen Kern auf. Der *Turmalin* hat fast immer einen ovalen, leicht rosa gefärbten Kern und einen farblosen Rand. *Chlorit* zeigt normale Interferenzfarben und einen Pleochroismus von farblos nach hellgrün; $n_z - n_x = 0,0035 - 0,004$, $n = 1,5915 \pm 0,0001$. Die Daten deuten nach TRÖGER (1956) auf einen Chlorit zwischen Klinochlor und Delessit. Nach meiner Schätzung dürften 98 % des Mineralbestandes alpin neu gebildet bzw. rekristallisiert sein.

Biotit, *Calcit*, *Chlorit* und *Epidot* kommen in mehreren Generationen vor (siehe Abschnitt «Beziehungen der Verformungen zur Metamorphose», S. 15).

Die Untersuchung der Schieferungen und Faltungen ergab ein einheitliches Bild der Abfolge und Ausbildung der Deformationen, die im folgenden in chronologischer Abfolge beschrieben werden sollen. Über die Raumlage der Gefügeelemente der Phyllite orientiert Fig.2.

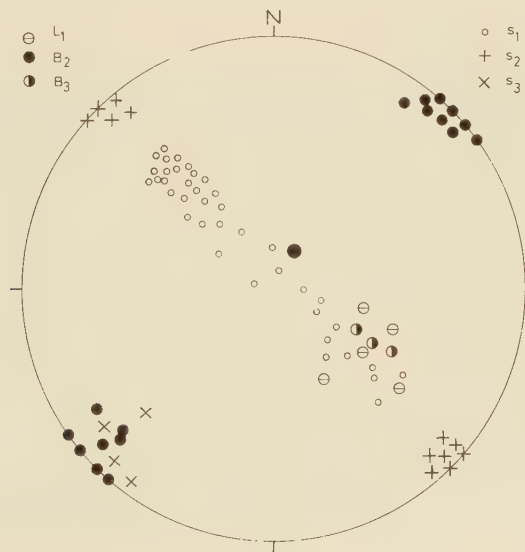


Fig. 2. Urseren-Zone. Gefügeelemente der Phyllite. Schmidtsches Netz, untere Halbkugel

Die Schichtung (ss) und die erste Schieferung (s_1)

Die *Schichtung* dieser ehemaligen Sedimente ist stark überprägt durch jüngere Schieferungen. Sie ist nur noch gelegentlich erkennbar an Geröllagen oder, deutlicher, an cm-dicken Kalkbänkchen (Fig. 3).

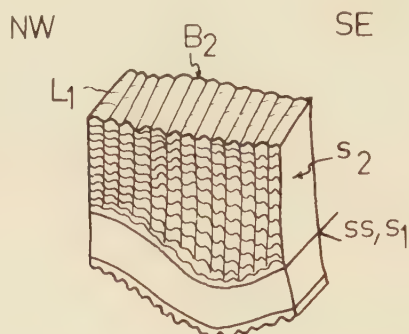


Fig. 3. Eine cm-dicke Kalkschicht in phyllitischem Material lässt die Schichtung erkennen. Sie ist durch die zweite Faltung verbogen worden; gemäss der Stauchfaltenregel bildet sie Falten mit weit grösserem Radius als die umgebenden, feinblättrigen Phyllite (Handstück Lab. 662)

Die stärkste Überprägung der Schichtung war eine engständige *erste Schieferung* (s_1). Alle blättrigen und stengeligen Mineralien wurden in diese s_1 -Ebene eingeregelt, ebenso (wenigstens der Form nach) der Quarz und der Albit, die infolge Kristallisation zwischen den Phyllosilikaten plättchenförmig wurden. *Die erste Schieferung scheint im untersuchten Gebiet völlig parallel zur Schichtung zu verlaufen.* Es wurden weder im Feld noch unter dem Mikroskop sich schneidende ss- und s_1 -Flächen beobachtet. Dr. G. VOLL (Berlin) hatte die Freundlichkeit, eine Reihe Dünnschliffe durchzusehen. Er bestätigte meine Beobachtung und wies darauf hin, dass der Winkel zwischen ss und s_1 bei hohem Gehalt an Phyllosilikaten stark abnimmt und verschwindet (siehe auch G. VOLL in NABHOLZ et al., 1963, p.769). Der Gehalt an Phyllosilikaten ist in meinen Phylliten mit 55 bis 65 Vol-% bereits zu hoch.

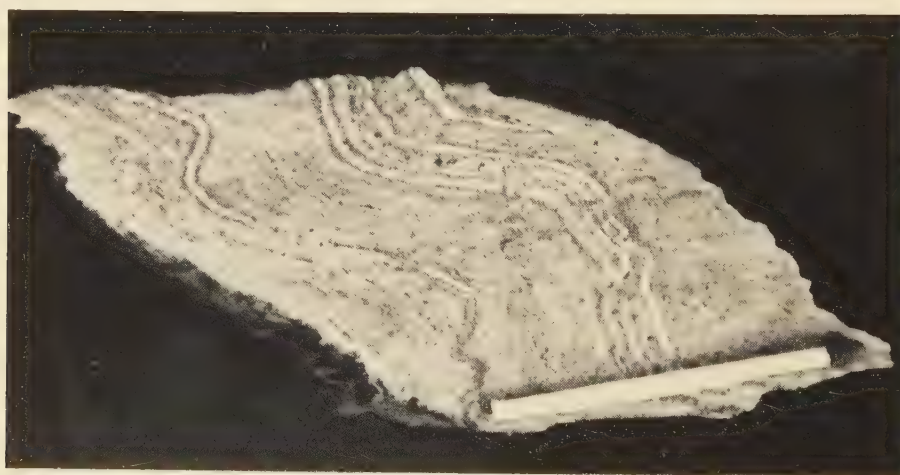


Fig. 4. Die mm-dicken, hellen Lagen, welche beidseits von dunklen Säumen umgeben sind, dürften durch metamorphe Differentiation bei der ersten Schieferung entstanden sein (Handstück Lab. 660)

Parallel zu s_1 findet man wahrscheinlich durch eine metamorphe Differentiation entstandene Quarz-Albit- und Biotit-Epidot-Lagen (Fig. 4). Dabei werden helle Lagen beidseits von dunklen umgeben. Die Mächtigkeit der Lagen beträgt wenige Millimeter.

Ich konnte keine der ersten Schieferung zugehörige Falten (B_1 -Falten) beobachten.

Das steile Linear (L_1)

Auf den meisten s_1 -Flächen ist mehr oder weniger deutlich eine Striemung bzw. feine Wellung im Millimeterbereich zu sehen. Sie weicht von der Fallrichtung der ersten Schieferung etwa 20° gegen Osten ab.

Ein Schnitt ungefähr senkrecht zu L_1 zeigt im Mikroskop, dass die Phyllosilikate zum Teil nicht streng in s_1 eingeregelt sind, sondern auch Lagen einnehmen, die sich mit s_1 unter Winkeln von $20-30^\circ$ schneiden. Die Glimmerblättchen bilden aber nie zusammenhängende Lagen oder Scherflächen. Die Einmessung von Biotit (001)-Polen ergab das Diagramm in Fig. 5.

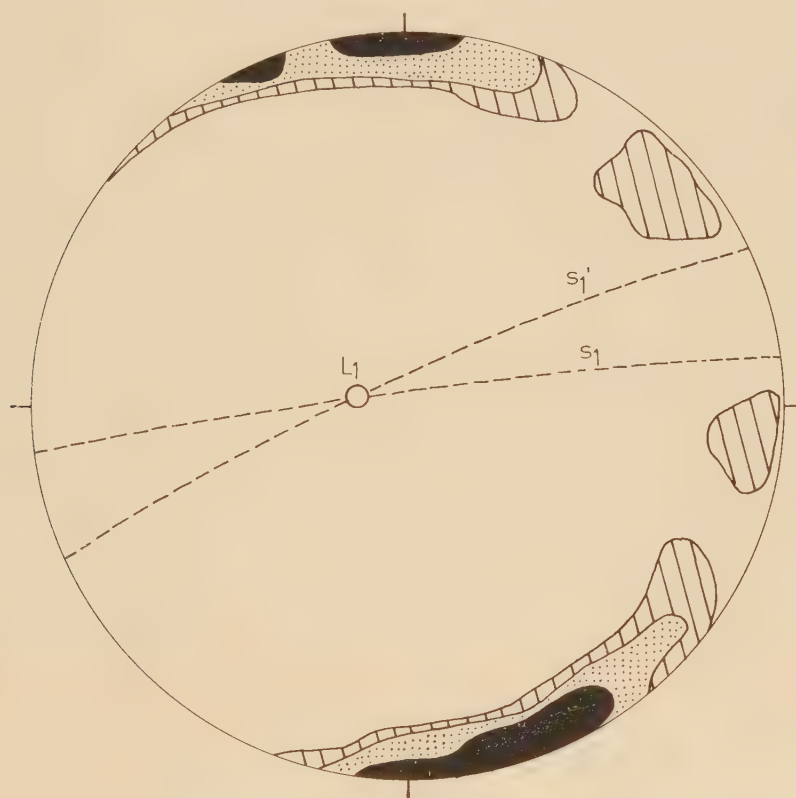


Fig. 5. Urseren-Zone. Phyllite

215 Biotit(001)-Pole aus Schliff ungefähr senkrecht auf L_1 . Umrisse 10, 4, 2 % pro 1 %-Fläche (Schliff Lab. 642)

Parallel L_1 sind aber auch Mineralien wie Chlorit und Biotit gestreckt oder die Stengel von Pistazit eingeregelt. Es handelt sich bei diesem Linear zweifellos um die «steile Striemung» von KVALE (1957), um B_1 von PLESSMANN (1958) und CHATTERJEE (1961) und das Linear I von WUNDERLICH (1958)¹⁾. PLESSMANN zeigte, dass sein B_1 die Schnittlinie von s_1 (seiner Schichtung) mit zwei jüngeren Scherflächenscharen s_2 und s_3 ist, von denen s_2 auch makroskopisch, s_3 nur mikroskopisch in Erscheinung tritt.

¹⁾ In Tab. 1 auf S. 6 findet man eine Zusammenstellung der Gefügenomenklatur der verschiedenen Autoren.

Diese von CHATTERJEE später übernommene Nomenklatur ist nicht sehr glücklich gewählt. Es ist heute allgemein üblich, die Schichtung mit dem Symbol «ss» zu bezeichnen. Die erste Schieferung heisst dann logischerweise s_1 , die dazugehörige Faltung B_1 , die dazugehörige erste Streckung str_1 usw. (s. VOLL, 1960). Das Linear L_1 nimmt in dem von mir untersuchten Gebiet wie auch in der übrigen Urseren-Zone eine Doppelstellung ein: es entspricht einerseits str_1 (Einregelung und Längung von Mineralien) und anderseits der Achse einer Wiederfaltung von s_1 (besonders ausgeprägt im Gebiet des Griesgletschers: PLESSMANN, 1958, p.159, Abb.1). Genau denselben Fall beschreibt G. VOLL in NABHOLZ et al. (1963, p.787). Ich schliesse mich seiner Deutung an, wonach sich diese Fältelung im fortgeschrittenen Stadium der B_X (hier B_1)-Faltung parallel zu str_X (hier str_1) bildet und sie überlebt, die s_X (hier s_1)-Flächen wiederfältelnd und durch s_X' (hier s_1' , evtl. s_1'')-Schieferung zerschierend.

Die zweite Schieferung (s_2) und zweite Faltung (B_2)

Mit dem schwarmweisen Einsetzen einer zweiten Scherflächenschar entstehen aus den stets südostfallenden s_1 -Flächen zweite Falten im Millimeter- bis Meter-Bereich. Fig. 6 zeigt dies im Bilde.

B_2 -Falten haben horizontale bis leicht südwestfallende Faltenachsen. Die Lage der Achsen schwankt bei Falten im Dezimeter-Bereich und bei grösseren wenig, bei den begleitenden (Parasitär-)Fältchen im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich weicht sie bis 45° von obiger Mittellage ab. Die Abweichung wurde nicht statistisch untersucht.

Wie Fig. 6 zeigt, weisen die stets aufrechten B_2 -Falten einen kurzen Nordwest- und einen langen Südostschenkel auf. s_1 -parallele Lagen sind häufig auf der Nordwestseite dicker als auf der Südostseite.

Die zweite Schieferung (s_2) liegt annähernd in der Achsenebene der Falten, also vertikal (bei NE-SW-Streichen).

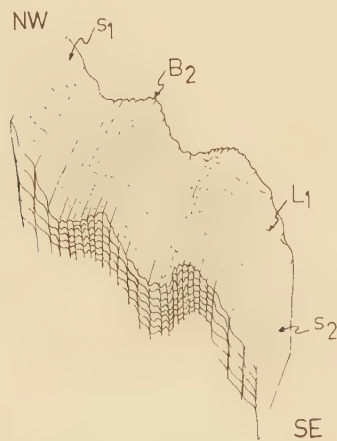


Fig. 6. Typische Ausbildung der zweiten Schieferung und Faltung im Handstück- bis Profilbereich

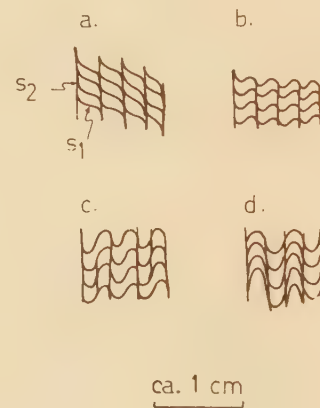


Fig. 7. Entwicklungsstadien der zweiten Schieferung:

- a) s-förmiges Verbiegen der s_1 -Flächen durch Schleppung an antithetischen s_2 -Flächen.
- b) Bildung von B_2 -Fältchen durch zunehmende Rotation.
- c) Verstärkung von b) «Abreissen» einzelner synthetischer s_2 -Flächen.
- d) Recht engständige Verschieferung durch gleich stark ausgebildete syn- und antithetische s_2 -Flächen.

Der Übergang von unbeeinflusstem s_1/L_1 -Gefüge zu intensiv um B_2 rotiertem und engständig von s_2 -Flächen zerschertem ist klassisch schön ausgebildet und soll näher beschrieben werden.

a) Als Erstes bilden sich weitständige (3 mm bis 10 cm) Scherflächen aus, zwischen denen die s_1 -Flächen s-förmig verbogen werden (Fig. 7a). Die Verbiegung ist gleichsinnig antithetisch, das heisst der nach Nordwesten gerichteten Gesamtrotation entgegenwirkend. An den s_1 -Flächen finden dabei synthetische (die Gesamtrotation unterstützende) Gleitbewegungen statt.

b) Durch Verstärkung der Rotation (durch vermehrte Einengung) kommt es zur Ausbildung von B_2 -Fältchen, vorerst mit Schenkeldivergenzen von 75 bis 80° und einem Verhältnis Wellenlänge/Amplitude von 3–4/1 (Fig. 7b).

Starre Lagen wie Kalkbänken (Fig. 3), detritische Lagen und Differentiationslagen (Fig. 4) werden in grössere Falten gelegt als die umgebenden phyllitischen Lagen (Stauchfaltenregel). Man kann immer wieder beobachten, dass B_2 -Fältchen im Phyllit gegen solche Lagen hin eine Zunahme der Schenkeldivergenz aufweisen oder völlig ausflachen. s_2 -Flächen setzen praktisch nie sichtbar durch diese scherfesteren Partien hindurch.

Schon bei solchen offenen B_2 -Fältchen erkennt man, dass sich der *Muskowit* auf den Schenkeln gegenüber den Sätteln und Mulden anzureichern beginnt. Es zeichnet sich eine *metamorphe Differentiation* während der zweiten Faltung ab. Solche Differentiationen beschreibt G. VOLL in NABHOLZ et al. (1963, p. 781) und VOLL (1960, p. 556). Bei der Gleitbewegung an s_1 -Flächen, welche wohl eine Kompensation der Bewegung an den s_2 -Flächen darstellt, werden offenbar Quarz und Albit(?) gelöst und reichern sich in den Sätteln und Mulden der Fältchen an. VOLL (1960, p. 534) weist darauf hin, dass diese Drucklösung an den Kontakt Glimmer/Quarz gebunden ist.

c) Bei abnehmender Schenkeldivergenz der Fältchen (35° bis gegen 0° = Parallelität der Schenkel) kann das Verhältnis Wellenlänge/Amplitude 1:1 oder noch kleiner werden. Die Anreicherung von Glimmern auf den steilen Schenkeln erreicht ein Maximum. Zwischen zwei antithetischen Scherflächen bilden sich einzelne synthetische aus (Fig. 7c). Ich habe versucht, die Anreicherung der verschiedenen Mineralien zahlenmässig zu erfassen. Tab. 2 ist die Zusammenfassung einer Reihe Messungen mit dem Integrations-tisch. Die Messlinien folgen in einem Schnitt senkrecht auf B_2 der Achsenebene, das heisst der Abfolge entsprechender Sättel, Mulden und Schenkel. Es wurden die volumprozentualen Anteile von Quarz + Albit, Muskowit, Biotit und Pistazit sowie die Verhältnisse Muskowit/Quarz + Albit und Muskowit/Biotit ausgerechnet.

In Tab. 2 werden zuerst neun Werte aus Messungen an Sätteln und Mulden, dann neun Werte aus Messungen an Schenkeln in der Reihenfolge abnehmender Winkel zur Achsenebene (das heisst zunehmender Steilheit der Schenkel) gegeben.

Tabelle 2

	Quarz + Albit	Muskowit	Biotit	Epidot	Muskowit/ Quarz + Albit	Muskowit/Biotit
<i>Sättel, Mulden</i>						
56 Vol.-%		18	24	5	0,3	0,8
53		15	19	13	0,3	0,8
52		14	25	9	0,3	0,6
49		20	21	10	0,4	1,0
46		25	18	12	0,5	1,4
46		11	31	12	0,2	0,4
45		21	24	10	0,5	0,9
<i>Schenkel</i>						
Winkel mit Achsenebene:						
40°	43	30	20	7	0,7	1,5
33°	21	37	29	13	1,8	1,3
32°	16	57	16	11	3,6	3,6
30°	21	44	16	19	2,1	2,8
17°	11	53	23	13	4,8	2,3
14°	12	56	20	12	4,7	2,8
8°	6	58	21	15	9,7	2,8

Das Verhältnis Muskowit/Quarz + Albit beträgt in den Sätteln und Mulden 0,2 bis 0,5. Es nimmt mit zunehmender Steilheit der Schenkel bis auf einen Maximalwert von 9,6 zu! Das Verhältnis Muskowit/Biotit schwankt in Sätteln und Mulden um 1 und nimmt mit zunehmender Steilheit der Schenkel zu bis gegen maximal 2,8. Die prozentuale Menge Biotit bleibt aber dieselbe. Wir ziehen aus diesen Zahlen den Schluss, dass der *Muskowit* und der *Quarz* durch ihr besonderes Verhalten unter Druck verantwortlich für diese Art metamorpher Differentiation sind. Das ist eine Bestätigung der Resultate anderer Autoren (z.B. VOLL, 1960, p.534). Der Biotit scheint sich bei diesen Vorgängen passiv zu verhalten.

d) Eine letzte Intensivierung der zweiten Schieferung zeigt sich darin, dass bei den Fältchen auch die synthetischen s_2 -Flächen abreißen. Es entsteht das im untersuchten Gebiet seltene Bild einer engständigen s_2 -Flächenschar mit abwechselnd syn- und antithetischen Flächen (Fig.7d). Die Abstände zwischen den s_2 -Flächen betragen auch hier nie weniger als 1–2 mm; daran dürfte die starke flächige Anisotropie des überprägten s_1 schuld sein.

Auf solchen enggeschartten s_2 -Flächen beobachtete ich hin und wieder eine feine Striemung, die mit 40° nach Nordosten einfällt. Ich kann nicht mit Sicherheit sagen, ob es sich hier um eine zweite Streckung handelt (str_2).

Die Entwicklung der zweiten Schieferung entspricht bis in viele Details dem von HOEPPENER (1956, p.274, Abb.27) gegebenen Schema der Entwicklung einer typischen zweiten Schieferung. Meine Umbenennung der Gefügeelemente erweist sich hier als gerechtfertigt.

Es mag noch erwähnt sein, dass gelegentlich Quarzgänge von wenigen Zentimetern Dicke gefunden wurden, welche senkrecht auf B_2 -Achsen stehen.

Jüngere Verformungen

1. Makroskopisch erkennt man auf den südostfallenden, von der zweiten Faltung wenig rotierten Schenkeln von B_2 -Falten oft Bänder, in denen die Schieferung auf wenige Zentimeter geknickt erscheint (Fig.8a). Diese Bänder wiederholen sich alle 20 bis 50 cm. Die einzelnen «Bänder» sind begrenzt durch zwei Scherflächen der Orientierung $45/70-80$, deren Abstand (die «Bandbreite») 1–3 cm beträgt. Die dazwischenliegende Phyllitpartie ist um 15 bis 20° aus der Normallage geknickt. Der Relativsinn der Knickung ist stets derselbe. Die beiden Scherflächen sind nicht immer ausgebildet; an ihre Stelle können flexurartige Verbiegungen treten (Fig.8b).

Diese «Knitterung» (ENGELS, 1959, p.77) oder «kink-bands» der amerikanischen Literatur (z.B. TURNER et al., 1963, p.477/478) dürfte durch eine dritte Schieferung (s_3) im Anfangsstadium hervorgerufen werden.

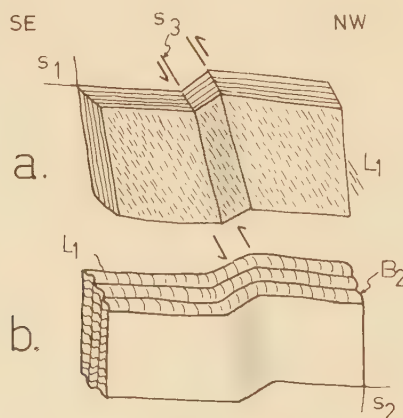


Fig. 8a. Ausbildung von Knitterfalten auf Südost-Schenkeln von B_2 -Falten (Handstück Lab. 750)

Fig. 8b. Verbiegung von B_2 -Fältchen durch beginnende Knitterfaltung (Handstück Lab. 751)

Die Intersektionslinie mit s_1 ist häufig etwas unregelmässig ausgebildet. Sie weicht von der Fallinie auf s_1 wenig gegen Osten ab, hat also eine ähnliche Raumlage wie L_1 .

Es kann beobachtet werden, dass B_2 -Fältchen geknickt oder geschleppt werden (Fig. 8b); die Knitterung ist demnach sicher jünger als s_2/B_2 . Sie weist viele Ähnlichkeiten auf mit der von PLESSMANN (1958, p. 177–180) bei Visp, Granges, Ardon und Martigny festgestellten «jüngeren Steilfaltung». Plessmann betont die steile Lage der Achsen bzw. der Intersektionslinie mit der älteren Schieferung und die Tendenz zur «Knickfaltung». Im grossen ist nach ihm kein einheitlicher Bewegungssinn festzustellen.

2. Eine weitere Knitterung wurde nur lokal im Gifrischbach angetroffen. Die s-Flächen, zwischen denen die Knickung erfolgte, fallen mit 45° gegen Norden. Die Knickung zeigt, dass das höhere Gesteinspaket relativ nach Norden bewegt wurde. Wahrscheinlich ist diese Knitterung jünger als die unter 1. beschriebene; dieser Schluss beruht allerdings auf einer einzigen Beobachtung.

Beziehung der Verformungen zur Metamorphose

Es steht fest, dass bereits die erste Schieferung von einer Epimetamorphose begleitet war. Sämtliche Mineralien, soweit sie nicht später als Porphyroblasten oder infolge Retrometamorphose gebildet wurden, sind ausgezeichnet in s_1 geregelt. Dabei zeigen stengelige Mineralien wie Pistazit und Turmalin Tendenz zur Einregelung ihrer Stengelachsen in L_1 (s. CHATTERJEE, 1961, D 28, 36, 40, 41). Die Phyllosilikate, welche parallel zu s_1' gewachsen sind, zeigen nie Interngefüge. Die Bildung von Porphyroblasten setzte wahrscheinlich erst nach Abschluss der Wiederfältelung um str_1 ein.

Biotit durchwächst parallel s_1 und s_1' orientierte Mineralien wie Quarz, Erz (Magnetit), Muskowit, Epidot und Turmalin. Die Biotitporphyroblasten selber scheinen mit (001) um L_1 orientiert zu sein (diese Beobachtung ist aber nicht statistisch gesichert).

Biotitporphyroblasten haben bereits in den ersten Stadien der zweiten Schieferung als Störkörper gewirkt und sind an s_2 -Flächen geschleppt worden (Fig. 9a und b).

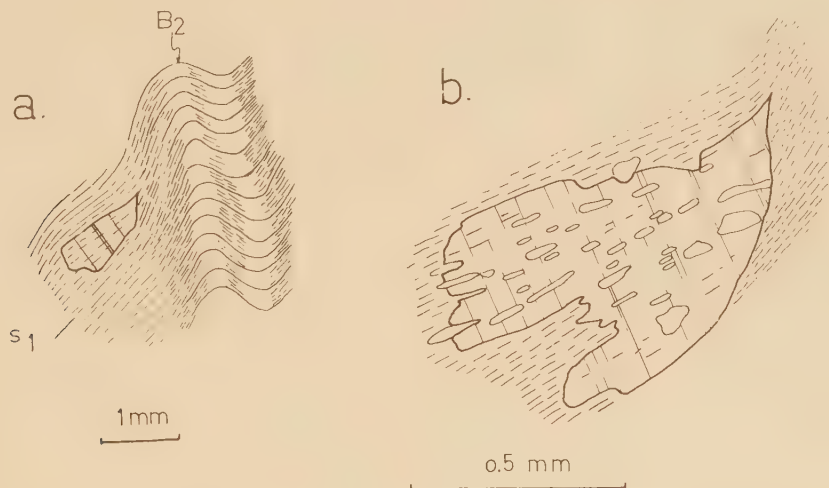


Fig. 9a. Biotit-Porphyroblast mit eingeschlossenem s_1 -Gefüge wird an B_2 -Faltenschenkel geschleppt
Fig. 9b. Vergrösserung aus 9a (Schliff Lab. 660a)

Calcit kommt als mm-grosse Porphyroblasten vor. Er zeigt stets Einschlüsse von s_1 -Gefüge (Quarz, Erz, Epidot und Turmalin). In den meisten Fällen sind unverbogene Planargefüge eingeschlossen (Fig. 10a), selten schwach gebogene. In einem Schliff wurde in den Calcitporphyroblasten s-förmiges Interngefüge festgestellt, was eine Rotation während des Wachstums voraussetzt. Die Rotationsbeträge sind gering (um 30°) und die Kristalle sind nachträglich passiv um B_2 weitergedreht worden, was auch bei andern der Fall ist (Fig. 10b).

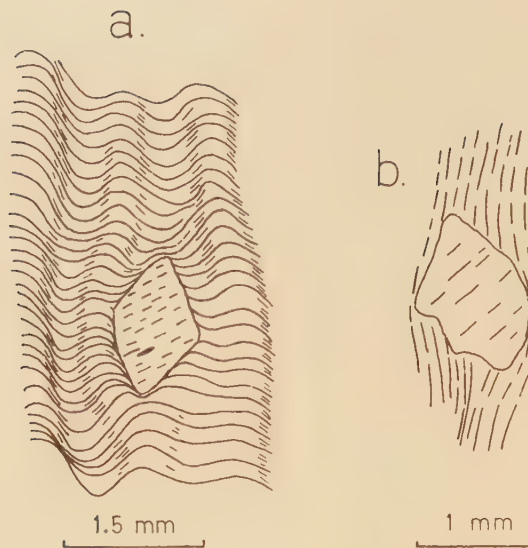


Fig. 10a. Calcit-Porphyroblast mit s_1 -Internegefüge. Die jüngeren B_2 -Fältchen haben sich dem relativ starren Fremdkörper angepasst (Schliff Lab. 641 b)

Fig. 10b. Calcit-Porphyroblast mit s_1 -Internegefüge ist passiv um B_2 rotiert worden (Schliff Lab. 643)

B_2 -Falten werden nie abgebildet. Im Gegenteil: gelegentlich erkennt man, dass die Porphyroblasten die Bildung solcher Fältchen behinderten (Fig. 10a). Nicht selten trifft man an s_2 -Flächen geschleppte und zerrissene Calcitporphyroblasten.

Zusammenfassend heisst das: die Calcitporphyroblasten sind nach der ersten Schieferung entstanden, während der ersten Stadien von s_2/B_2 weitergewachsen und später passiv rotiert bzw. zerrissen worden.

Pistazit-Porphyroblasten sind selten und klein. Sie umschliessen meist nur Quarz, welcher der Form nach in s_1 eingeregelt war. Das Wachstum dieser Porphyroblasten dürfte vor Beginn der zweiten Schieferung abgeschlossen gewesen sein.

Chlorit stellt die einzige auch in bezug auf s_2/B_2 postdeformative Kristallisation dar. Er tritt gelegentlich an steilen Schenkeln von B_2 -Fältchen auf, umwächst skelettartig die dort angereicherten Phyllosilikate und ist demnach jünger als die dort beobachteten Biegegleitungs- und Drucklösungserscheinungen (Fig. 11). Wegen seiner in bezug auf die Falten geringen Grösse hat der Chlorit immer nur kleine Bereiche umwachsen und nie ganze Falten.



Fig. 11. Chlorit-Porphyroblast durchwächst den Schenkel eines B_2 -Fältchens. Er ist sehr wahrscheinlich jünger als die dort durch Muskowitanreicherungen bewiesene Rotation

2.2.2 Die Konglomeratgneise

Sie bilden, wie aus Fig. 1 ersichtlich ist, eine Platte von 50 bis 200 m Mächtigkeit, welche dem Altkristallin des Aarmassivs aufliegt. Den besten Eindruck von dieser Platte erhält man am Ausgang der Massaschlucht (Koord. 643 72/131 45) und bei der Wand von «z'hohen Flühen» an der Furkastrasse zwischen Naters und Mörel (Koord. 645 28/132 75).

Der Kontakt zum Altkristallin ist tektonisch. Die Gneise des Aarmassivs wie die Konglomeratgneise sind je auf 5–10 m völlig mylonitisiert. Daher ist der Kontakt auch nirgends aufgeschlossen und bildet morphologisch Rinnen oder Terrassen. Am eindrucklichsten ist die Ausweitung der Massaschlucht kurz vor ihrem Ende unmittelbar nördlich der Brücke, die die Häusergruppe Biel mit den Häusern bei Punkt 780 verbindet.

Die Konglomeratgneise sind bankig, von heller Farbe, mit silbergrau-grün glänzenden Schieferungsflächen. Die größeren Komponenten von 1 bis maximal 20 cm Durchmesser liegen als Bänke in einer phyllitischen Zwischenmasse, deren Anteil am Gesamtgestein stark schwankt. Sie hat in bezug auf Mineralbestand und Gefüge grosse Ähnlichkeit mit den Phylliten.

Die monotone Art der Geröllführung hat bereits HUTTENLOCHER (1946) erwähnt. Ausser den Aplit- und Granitgeröllen habe ich lediglich zwei kleine Epidositkomponenten gefunden, die als Überrest einer Schieferhülle angesehen werden können. Auffallend sind die rosaroten Mikrokline, die in gewissen Lagen, sei es in Granitgeröllen oder als klastische Einzelminerale, dominieren. Ein Granitgeröll mit prachtvoller Quarz-Mikroclin-Verwachsung (Schriftgranit) ist erwähnenswert.

Der ursprüngliche Mineralbestand der Gerölle ist durch eine in der feinen Zwischenmasse ausgeprägte Schieferung und Epimetamorphose wenig verändert worden. Die Gerölle sind meist nicht zerschert. Auf Rupturen in Geröllen stellt man folgenden Mineralbestand fest, der mit Sicherheit bei der Metamorphose neugebildet wurde: Quarz, Albit, Calcit, Biotit, Muskowit und Pistazit. Entlang von Rupturen in Mikroklinkomponenten kann immer Schachbrettalbitisation beobachtet werden. Sie ist stets begleitet von Calcit, der meist tröpfchenförmig im umgewandelten Mikroclin sitzt.

Eine steil südostfallende Schieferung ist das dominierende Planargefüge (Fig. 12). Es handelt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um das Äquivalent der ersten Schieferung der Phyllite. Wo die Schichtung (in Form von Geröllbänken) erkennbar ist, liegt sie parallel zur Schieferung. Kriterien für normale oder überkippte Lage (wie «grading» usw.) konnten leider nicht gefunden werden. Das Linear L_1 ist nur lokal zu

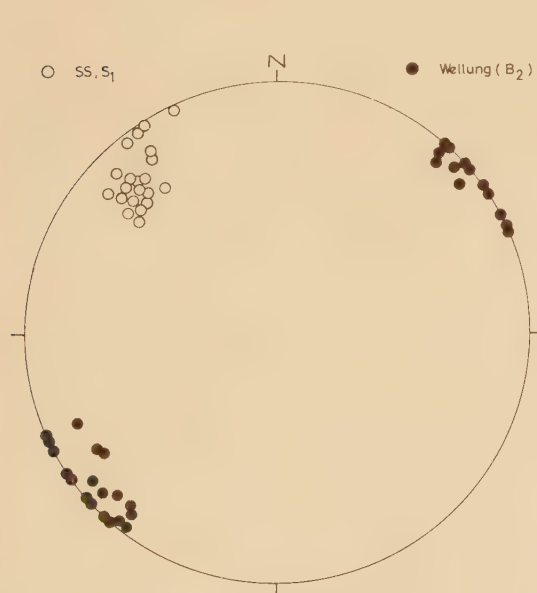


Fig. 12. Urseren-Zone. Konglomeratgneise ss- bzw. s_1 -Flächen und Glimmerwellungen

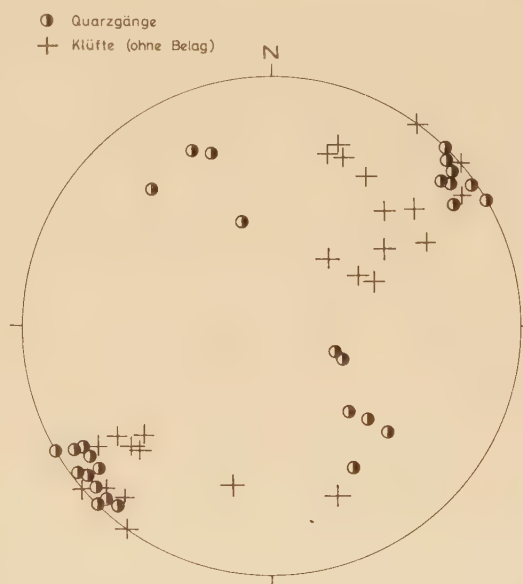


Fig. 13. Urseren-Zone. Konglomeratgneise. Quarzgänge und Klüfte

finden und auch dort wenig ausgeprägt. Auf den mit Serizit belegten s_1 -Flächen ist eine subhorizontale Wellung der Glimmer zu sehen. Sie liegt parallel zur Intersektionslinie von s_1 mit einer in den phyllitischen Partien wenig ausgeprägten steil nordwestfallenden s -Flächenschar (s_2) und dürfte das Äquivalent von B_2 der Phyllite sein. In den Konglomeratgneisen treten, im Gegensatz zu den Phylliten, recht zahlreiche *Klüfte* auf (Fig. 13). Von besonderem Interesse sind quarzgefüllte Spalten (Quarzgänge) von 1–120 cm Mächtigkeit und parallelen bis schwach gegeneinander geneigten Wänden. Es sind zwei Systeme zu unterscheiden: Das eine umfasst Quarzgänge, die mit 40 bis 60° nach Nordwesten oder Südosten fallen. Das andere umfasst Quarzgänge mit vertikaler, NW–SE streichender Raumlage. Diese stehen offensichtlich senkrecht auf der Wellung B_2 . Man findet darauf häufig Rutschharnische, deren Riefung mit mittleren und kleinen Fallwerten nach Südosten fällt. Wo der Relativsinn der Bewegung festgestellt werden kann, ist das nord-östliche Gesteinspaket relativ nach Nordwesten bewegt worden.

2.3 Diskussion

Ich will hier vor allem einige Punkte herausgreifen, in denen ich nicht mit früheren Bearbeitern übereinstimme.

a) Ich habe auf S. 12 die Gründe dargelegt, welche mich bewogen haben, die Nomenklatur der Gefüge von PLESSMANN (1958) und CHATTERJEE (1961) abzuändern. Ich schätze solche Umbenennungen wenig. Im vorliegenden Falle glaube ich sie aber aus guten Gründen verantworten zu können:

1. «ss» ist heute allgemein anerkannt als Symbol für die Schichtung. « s_x » sollte für Schieferungen reserviert bleiben.
2. Es ist wenig logisch, dass s_2 und s_3 zur ersten Faltung gehören (B_1 -Falten hervorrufen) und s_4 zur zweiten Faltung (bewirkt B_2 -Falten).

Es sei noch einmal auf Tab. 1 hingewiesen, welche die Gefügebezeichnung der verschiedenen Autoren korreliert.

b) PLESSMANN (1958) und CHATTERJEE (1961) bezeichnen mit s_1 die Schichtung. Ihr s_2 bewirkt aber bereits eine Wiederfaltung um die erste Streckung. Dazwischen liegt eine durchgreifende und wichtige Schieferung (mein s_1), die von den obgenannten Autoren ignoriert wird. Es wird bei ihnen nirgends auch nur der Versuch gemacht, die ausgeprägte Mineralorientierung in der «Schichtung» zu begründen, obschon sie sehr ausgeprägt ist: siehe zum Beispiel die Diagramme in PLESSMANN (1958, p. 163, Abb. 4a und b) oder CHATTERJEE (1961, p. 68, D 27).

c) KVALE (1957) erwähnt, dass die B_2 -Wellung in den von ihm untersuchten Teilen der Urseren-Zone von ganz untergeordneter Wichtigkeit ist. Das ist durchaus verständlich; in den Konglomeratgneisen ist dies auch der Fall. Hingegen schreibt KVALE (1957, p. 406): «Fälle, in denen die Wellung durch zwei sich schneidende Planartexturen gebildet werden, sind unter dem Material aus der Urseren–Garvera-Mulde nicht bekannt.» WUNDERLICH (1958, p. 128, Abb. 8) zeichnet aber gerade einen solchen Fall aus der Umgebung von Andermatt. Im übrigen kann sich jeder, der die Gesteine der Urseren-Zone am Oberalppass ansieht, davon überzeugen, dass dort s_1 und s_2/B_2 sehr schön ausgebildet sind.

d) Die Göttinger Schule nimmt an, dass die Metamorphose nicht nur nach erfolgter Deckenüberschiebung, sondern auch grösstenteils posttektonisch erfolgte. Ein wichtiges Argument ist natürlich dabei das Verhältnis der Porphyroblastenbildung zu den Beanspruchungen. Für mein zugegebenermassen kleines Gebiet bin ich zum Schluss gekommen, dass die Verformungen die Porphyroblastenbildung überdauert haben, wobei einzig der Chlorit eine Ausnahme bildet. Beim Betrachten der an und für sich instruktiven Tafel 1 in CHATTERJEE (1961) fällt auf, dass es dort keine Zeichnung gibt, welche das Verhältnis von s_4 (meinem s_2) zur Kristallisation illustrieren würde. Das ist um so bedauerlicher, als es bei mir gerade diese Flächen sind, an denen Biotit- und Calcitporphyroblasten zerrissen und geschleppt wurden. Es ist auch recht aufschlussreich, dass CHATTERJEE in derselben Tafel als Illustration zu den Stadien 4–6, die nach Abschluss der Bewegungen abgelaufen sein sollten, kein einziges eindeutiges Bild einer als Interngefüge abgebildeten B_2 -Falte gibt.

VON ZBINDEN (1949, p.300–302) bekommt CHATTERJEE scheinbar Schützenhilfe. ZBINDEN beschreibt Dünnschliffe von Phylliten und macht Beobachtungen über die Karbonat-Porphyroblasten in Schliff 5929: «Ihr poikiloblastisches Aussehen verrät deutlich die Sprossungsnatur, die in ihnen enthaltenen Einschlüsse zeigen kontinuierlich sich fortsetzende Fältelungstextur, unbekümmert um die Porphyroblasten. Das Karbonat ist die jüngste, alpin postdeformative Bildung.»

Eine Kontrolle am betreffenden Dünnschliff ergab folgendes Resultat: Die Karbonat-Porphyroblasten weisen ein Interngefüge auf, das aber einem wenig bis nicht verbogenen Planargefüge entspricht. B_2 -Falten werden nicht abgebildet, hingegen trennen und versetzen s_2 -Flächen in mehreren Fällen Porphyroblasten. Nachträgliche passive Rotation der Porphyroblasten lässt sich am oft beliebig orientierten Interngefüge feststellen. Die Karbonat-Porphyroblasten sind demnach nur in bezug auf s_1 , evtl. L_1 postdeformativ gewachsen, keineswegs aber in bezug auf s_2/B_2 .

Zu ähnlichen Schlüssen kommt man nach dem Studium von Schliff G 1, über den ZBINDEN (1949, p.301) berichtet: «Der Biotit ist fetzig und löcherig, nie deformiert und in seiner Anordnung unabhängig von der Faltentextur, somit spät- bis postdeformativ kristallisiert.» Auch hier bildet aber der Biotit nie Falten ab. Das s_1 -Gefüge, das er einschliesst, ist aber im Handstück, aus dem dieser Schliff stammt, auch nur schwach um B_2 -gefaltet. Auf jeden Fall wächst der Biotit nie durch s_2 -Flächen. In wenigen Fällen ist er hingegen daran geschleppt oder zerrissen worden. Die zweite Schieferung hat auch hier die Bildung der Biotit-Porphyroblasten überdauert.

In einigen neueren Arbeiten findet man weitere Angaben über den Ablauf der alpinen Deformation und der Porphyroblastenbildung. STEIGER (1962, p.466) hält fest, dass in der für ihre Porphyroblasten bekannten Tremola-Serie die Granat-, Hornblende-, Biotit-, Staurolith- und Disthen-Porphyroblasten vor der Ost-West-Fältelung (die meinem B_2 entsprechen dürfte) entstanden sind.

NABHOLZ et al. (1963, p.807) stellen für das gotthardmassivische Mesozoikum bei Ilanz fest: «In unserem Profil reicht das Wachstum von Chloritoid bis in die letzten Bewegungsphasen. Das gleiche gilt für Quarz und Karbonat, die aber beide noch von den letzten Bewegungen betroffen werden. Die Gefüge sind nicht posttektonisch getempert.»

NABHOLZ et al. (1963, p.799) lehnen denn auch die Ansicht der Göttinger Schule über den Ablauf der alpinen Metamorphose und Tektonik ab: «Wir können uns der Meinung von WUNDERLICH, ... PLESSMANN ... und CHATTERJEE nicht anschliessen, die feststellen, die bewegten, d.h. beschleunigten Decken seien von der Deformation und Dehnung verschont geblieben, in den Deckenbereichen seien die Horizontaltransporte vor der Bildung von s_1 , str_1 , erfolgt und die Decken seien vormetamorph eingewandert. Besonders die Konsequenzen dieser letzten Feststellung wären von grosser Tragweite, erwiesen sie sich als richtig. Man müsste dann recht geringe Mächtigkeiten übereinander liegender und wandernder Deckenpakete annehmen. So bildet sich ja unter den ca. 2000–3000 m der nördlichen Kalkalpen in Österreich bereits eine s_1 -Schieferung in der Basis-Permotrias. Wir gelangen demgegenüber jedoch zu der Feststellung, dass die Decken des Engadiner Fensters, des Helvetikums und der Lugnezer Schiefer mit s_1 , str_1 und der zugeordneten Metamorphose gewandert sind. Wir sehen diese Gefüge als der Deckenbildung zugeordnet an.»

Aus dem heute vorliegenden Tatsachenmaterial muss geschlossen werden, dass die extreme Ansicht einer Trennung der Deckenüberschiebung von der Metamorphose abgelehnt werden muss. Die alpine Metamorphose setzte mit den ersten Bewegungen (s_1 !) kräftig ein und dauerte während der späteren Verformungen an. Das haben im Grunde genommen auch PLESSMANN (1958, p.185) und CHATTERJEE (1961, p.1) festgestellt, nur nehmen sie an, dass das Porphyroblasten-Wachstum die Bewegungen noch ganz wesentlich überdauert hat. Letztere Behauptung ist aber nie bewiesen worden. Nur dann kann entschieden werden, ob ein Porphyroblast wirklich posttektonisch gewachsen ist, wenn man das durchwachsene Gefüge eindeutig als das jüngste (*regional und nicht im einzelnen Dünnschliff*) erkannt hat. Ich vermute, dass diese Tatsache nicht selten zu wenig berücksichtigt wurde.

Neue detaillierte Arbeiten, etwa wie diejenige von STEIGER (1962), wären zu diesem Thema sehr erwünscht.

e) CHATTERJEE (1961, Tafel 3) legt eine Karte der alpinmetamorphen Fazies vor. Ich stelle fest, dass die Grenzlينien im nördlichsten Teil nicht richtig gezogen sind. Die Grenze zwischen Ia (Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies) und Ib (Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies) liegt wesentlich weiter nördlich als an-

gegeben. Ich habe sichere alpine Biotit-Neubildung an der Nordgrenze der Urseren-Zone feststellen können und wahrscheinliche noch weit im Inneren des Aarmassivs.

f) HUTTENLOCHER (1946, p.27, 1947, p.112) betont die Wichtigkeit von Stoffwanderungen während der alpinen Metamorphose. Was aber zum Beispiel den *Turmalin* anbelangt, ist er nicht nur in den ehemals «lockeren, sandigen Horizonten», sondern gerade auch in den (ehemals tonig-sandigen) Phylliten als nie fehlender Gemengteil anzutreffen. Die benachbarten, alpin stark beanspruchten Gneise des Aarmassivs, welche im übrigen ähnliche metamorphe Neubildungen zeigen, führen nur sehr selten Turmalin. Dies lässt mich vermuten, dass der Turmalin in den permischen Sedimenten detritischer Natur ist; offen bleibt die Frage nach dem Liefergebiet. Der rötliche, ovale Kern der heute idiomorphen Kristalle könnte die ehemalige Form der detritischen Körner abbilden.

3. Das Altkristallin des südlichen Aarmassivs

3.1 Bisherige Untersuchungen

Die Region nördlich Naters war bisher nie Objekt einer grösseren, zusammenhängenden geologischen Untersuchung. Dieser kurze historische Abschnitt kann denn auch nicht mehr sein als eine Zusammenstellung mehr oder weniger zusammenhangloser Zitate verschiedener Autoren.

ED. VON FELLENBURGs alpinistisch-geologische Wanderungen durch die Alpen, auf denen er so viel Wesentliches beobachtet hat, führten ihn auch in das Gebiet nördlich Naters (FELLENBURG, 1893). Er rühmt die Romantik der Massaschlucht und beschreibt dann eingehend die Bleiglanzlagerstätte in der Schlucht (siehe meine Zusammenfassung auf Seite 54). FELLENBURG (1893, p. 238) erwähnt eine mächtige Zone von Serizit-Augengneisen zwischen Blatten und Belalp. Er begeht das Profil Mörel–Riederalp–Aletsch–Gletscher und beschreibt von dort Serizit-Gneise, Augengneise und Biotit-Gneise (p. 240/241).

SWIDERSKI (1919a) hat einen Teil meines Gebietes auf seiner geologischen Karte 1:50 000 dargestellt. Die Karte reicht im Osten bis an die Massa. SWIDERSKI scheidet folgende Gesteine unter dem Titel «Gneiss précambrien» aus: «Gneiss ocellés»; schistes micacés à biotite de Naters; Gneiss sériciteux $\pm$ schisteux und Gneiss sériciteux». Auf p. 49/50 erwähnt er einige Beobachtungen von der Begehung des Profils Naters–Blatten: Übergänge von Augengneisen in Biotit-Gneise mit Chlorit-Schiefern und biotitisierten Amphiboliten in der Umgebung von Moos und einen Quarzporphyrgang («porphyre laminé»), der von «Platten» (Blatten der Landeskarte) bis auf das östliche Ufer der Massa verfolgbar sei. Wertvolle morphologische Beobachtungen hält er auf p. 55–58 fest: Seine Fig. 17 ist eine Skizze der Region Naters–Blatten, worin er die Talbildungen den verschiedenen Rückzugsstadien der Gletscher zuordnet.

HUTTENLOCHER (1933, p. 285) erwähnt basische Einlagerungen grösseren Umfangs aus der Umgebung von Naters und «Topfsteinbildungen» bei Hegdorn.

Im geologischen Führer der Schweiz beschreibt HUTTENLOCHER (1934) ein Profil von Naters nach Blatten, das hier auszugsweise wiedergegeben sei:

«Der Marsch Naters–Oberaletsch–Gletscher führt durch eine im einzelnen stark wechselnde Serie kristalliner Schiefer. Im allgemeinen herrschen granitische, granitporphyrische bis aplitische Gesteine vor, welchen schlieren- und schollenartig biotit- oder amphibolreiche Bildungen eingelagert sind; oft entwickeln sich auch typische Mischgneise mit aplitischer Grundmasse. Das Ganze, meist stark verschiefert und sericitisiert, wird als ‚südliche Gneise‘ zusammengefasst mit herrschender Streichrichtung N 65 E und steilem S-Fallen... An der neuen Strasse bei St. Wendelin stark verschieferte Granitporphyre; kurz unterhalb Geimen Ablösung durch wenig oder kaum schiefrigen Granit (viele Zentimeter lang werdende weisse Orthoklase, bläuliche Quarze in mesokriner epidotreicher Grundmasse)... Zwischen Unter-Mehlbaum und halbwegs Ober-Mehlbaum mehrfache prächtige, aus Amphibolit und Biotitfels bestehende Schollengesteine mit aplitischem Bindemittel. In der Nähe von Ober-Mehlbaum eine Folge von stark verschieferten sericitischen und chloritischen Gneisen... In der Nähe von Blatten sind die Gneise als Migmatite oder als Eruptivgneise entwickelt.»

HUTTENLOCHER (1946) besucht den südlichsten Teil der Schieferhülle im Gebiet von Naters. Er stellt dort Konvergenzerscheinungen mit dem Perm der Urseren-Zone fest und erkennt die gemeinsame alpine Beanspruchung von Altkristallin und Perm.

HUTTENLOCHER (1951, p. 354) berichtet über das Profil entlang der Strasse Naters–Blatten:

«... gewann die Exkursion gute Einblicke in die Granitisierungs- und Migmatisierungsvorgänge eines ursprünglich basisch zusammengesetzten Komplexes durch aus der Tiefe mobilisierte alkalische und kieselsaure Lösungen. Tonig bis schwach sandige, sehr kalkarme Sedimente mit zwischengeschalteten basischen Eruptiva waren die allerersten Ausgangsstoffe. Zahlreich sind die Aufschlüsse von Gesteinen gemengten Charakters mit Schollen und Linsen von reichlich chlorit-, biotit- und amphibolhaltigen Assoziationen in Verbindung mit Talk und Serpentin... Die Migmatisierung selbst verlief vielphasig und erzeugte Gneisstrukturen, die nicht in allen Fällen mit der späteren alpinen konform verlaufen (gute Aufschlüsse am Kelchbach bei Ahorn). Selbst die für das Aarmassiv typische Verschuppung im Gross- und Kleingefüge hat diese Beziehung nicht auszuwischen vermocht.»

Einige wenige Zitate über *Lagerstätten* sind im entsprechenden Abschnitt auf Seite 54/55 zu finden.

3.2. Die Einteilung in «Areale»

(siehe Tafel II)

Mit fortschreitender Feldarbeit zeigte es sich immer deutlicher, dass das untersuchte Altkristallin-gebiet in petrotektonischer Hinsicht sehr heterogen gebaut ist. Es lassen sich nun aber acht Areale umgrenzen, die in sich geschlossen gleichartige Gefügeelemente enthalten und so als petrotektonisch homogene Bereiche im weiteren Sinne angesprochen werden können. Die Arealgrenzen erweisen sich dabei oft, aber nicht immer, auch als stoffliche Gesteinsgrenzen.

Aus der Erkenntnis heraus, dass das heutige Aarmassiv sicher das Resultat mehrerer, sich überlagernder Gebirgsbildungen darstellt, können wir den Ablauf dieser Ereignisse nur durch ein detailliertes Studium der Kinematik zu ergründen suchen. Dazu ist die Unterteilung in homogene Bereiche sehr geeignet; so schreibt SANDER (1948, p.144):

«Bei einer durch solche Mittel weit genug getriebenen Kennzeichnung wird es möglich, verschieden alte an einem Gebirgsbau beteiligte Gesteine daraufhin zu untersuchen, ob sie alle nur dieselbe tektonische Prägung erfahren haben oder ob sich verschiedene Prägungen, relikte Prägungen älterer Zeiten überprägt durch die jüngste Tektonik dennoch daraus ablesen lassen.»

Ein erster Schritt in dieser Richtung war bereits die Untersuchung des Perms der Urseren-Zone, welche mir viele wertvolle Angaben über den Charakter der jüngsten Beanspruchung, der alpinen, geliefert hat. Ich weiche mit dieser Arbeitsmethode vom bewährten klassischen Arbeitsgang der meisten bisherigen Arbeiten über das Aarmassiv ab.

Die Grenzen der acht Areale sind in Tafel II eingetragen. Jedes Areal erhielt einen Kurznamen; sie sind nachstehend aufgeführt.

Areal 1: <i>Der Kristallinkeil nordöstlich Mörel</i> . Obschon er ausserhalb des untersuchten Gebietes liegt, wird er hier beschrieben, und zwar der offensichtlich alpinen Deformation älterer Gneise wegen.	Die Areale 1–4 sind durchwegs stark alpin überprägt. Meist lassen nur ältere Gangbildungen Rückschlüsse auf voralpine Gefüge zu.
Areal 2: <i>Die schiefrigen Biotit-Serizit-Gneise</i>	
Areal 3: <i>Die homogenen Augengneise</i>	
Areal 4: <i>Die inhomogenen Augengneise</i>	
Areal 5: <i>Die gefalteten, migmatischen Amphibolite</i>	Areale 5–8 umfassen die Migmatite. Die voralpinen Gefüge sind meistnurschwachalpinüberprägt. Die Unterteilung in vier Areale drängt sich auf Grund der Gesteine und der Gefüge auf.
Areal 6: <i>Die ungefalteten bzw. isoklinalgefalteten Amphibolitmigmatite</i>	
Areal 7: <i>Die gefalteten Biotit-Plagioklas-Gneise</i>	
Areal 8: <i>Die gefalteten Biotit-Plagioklas-Gneise mit eingelagerten gefalteten Amphibolitmigmatiten</i>	

3.2.1 Areal 1: Der Kristallinkeil nordöstlich Mörel

Lage (s. Taf. II)

Dieser Keil von Altkristallingesteinen (deren Zugehörigkeit zum Aarmassiv nicht sicher ist), wurde von ZBINDEN (1949, p.309, Fig.19 und 19a) entdeckt. Er ist allseitig umgeben von Phylliten der Urseren-Zone und liegt auf zirka einen Kilometer Länge parallel zum Rotten auf dessen Südufer.

Relativ gute Aufschlüsse findet man am Weg von Gifrisch nach Bister unweit östlich der Brücke über den Gifrischbach.

Der einzige Grund für die Einbeziehung dieses Areals in meine Untersuchungen ist die gut ausgebildete alpine Deformation der Gneise. Diese weisen hier, in unmittelbarer Nachbarschaft der Phyllite, genau die gleichen alpinen Gefügeelemente auf wie diese. Die Gneise sind im übrigen untypisch und schlecht aufgeschlossen, so dass auf eine detaillierte Beschreibung verzichtet werden kann.

Gesteine

Es seien nur zwei Typen herausgegriffen:

- a) *Augengneis*: geschiefert und unregelmässig gefältelt. s-Flächen sind mit silbergrau- bis schwarz glänzenden Phyllosilikaten belegt. Im Querbruch erkennt man zwei Mineralgenerationen: eine ältere umfasst Feldspäte und Quarz; eine jüngere besteht aus Phyllosilikaten und anderen feinkörnigen Mineralien. Die jüngere bestimmt die Paralleltexur des Gesteins und ist Trägerin einer Kleinfältelung.

Unter dem Mikroskop

Ältere Generation ($\varnothing$ 3–20 mm)

Kalifeldspat meist völlig schachbrettalbitisiert und erfüllt mit Karbonat

Quarz randlich stets korrodiert

Albit (5–10 An) serizitisiert

Jüngere Generation (um 100 μ)

Biotit, grün Titanit

Serizit Karbonat

Quarz Pistazit

Albit

- b) *Biotit-Serizit-Gneis*. Graues schiefriges, kleingefälteltes Gestein.

Mikroskopischer Mineralbestand:

Albit (5–10 An), serizitisiert Apatit

Biotit, grün (30–40 %) Zirkon

Serizit (10 %)

Pistazit (5–6 %)

Der *Serizit* kann auf Kosten des Plagioklases zunehmen bis 30–40 Vol.-%.

Gefüge

Ein ältestes Planargefüge, welches eine feine Wellung trägt, fällt mit 50–60° nach Südosten. Eine jüngere Schieferung/Faltung, bei der vorwiegend die vertikalen antithetischen Scherflächen betätigt wurden (Fig. 14), bewirkte Fältchen im Millimeterbereich, selten etwas grössere.

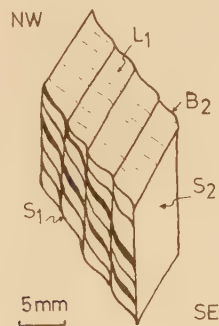


Fig. 14. Areal 1

Alpine Deformation voralpiner, glimmerreicher Gesteine. Handstück Lab. 671

Deutung

In Areal 1 sind voralpine Gneise mehr oder weniger alpin umkristallisiert. Gesteine mit phyllitischer Zusammensetzung zeigen dieselben Gefügeelemente wie die Phyllite des Perms der Urseren-Zone: Eine

erste Schieferung (Stoffbänderung) mit der Striemung/Wellung L_1 und die zweite Schieferung/Faltung mit den vorwiegend antithetischen Scherflächen.

In den Augengneisen wurde der voralpine Mineralbestand nur teilweise überwältigt; wo es aber zwischen den relikten Körnern zu alpinen Neukristallisationen kam, zeigen diese dieselben Verformungen wie die phyllitischen Gesteine. Die Schachbrettalbitisierung der Kalifeldspäte scheint wie in den Konglomeratgneisen des Perms typisch zu sein für die alpine Metamorphose.

Die wesentlichste Schlussfolgerung scheint mir hier folgende zu sein:

Prätriadische Altkristallin-Gneise sind am Südrand des Aarmassivs von der alpinen Tektonik und Metamorphose erfasst worden, je nach Ausgangsmaterial mehr oder weniger stark. Die Selektivität der alpinen Überprägung ist uns ja bereits bei der Untersuchung der Urseren-Zone aufgefallen. Es ist damit zu rechnen, dass sie im Altkristallin noch viel ausgeprägter ist.

3.2.2 Areal 2: Die schiefrigen Biotit-Serizit-Gneise

Lage (siehe Tafel II)

Areal 2 bildet einen im Massivstreichen parallel zum Rhonetal langgezogenen Streifen. Es geht im westlichen Teil gegen Norden in Areal 3 über. Im Gebiet nördlich Naters grenzt es in einer Zone starker tektonischer Beanspruchung an die Migmatite von Areal 8. Im Osten ist die Grenze zu den Migmatiten des Areals 7 infolge Sackungen, Moränenbedeckung und starker Verwitterung nicht scharf zu ziehen.

Die besten Aufschlüsse findet man an der Strasse Naters–Blatten zwischen dem Dorfausgang von Naters und dem Einbiegen der Strasse ins Tal des Kelchbaches sowie an der Fahrstrasse von Bitsch nach Eichen.

Gesteine

Das weitaus dominierende Gestein ist ein grauer, rostig anwitternder *Biotit-Serizit-Gneis* mit schiefriger Textur und mm-grossen kugeligen «Augen».

Unter dem Mikroskop erweisen sich die «Augen» als Einzelkristalle oder polygranulare Komplexe von serizitisiertem Albit/Oligoklas (An 5–12), Quarz und selten Kalifeldspat bzw. Schachbrettalbit. Es handelt sich um Relikte eines älteren Mineralbestandes, die 30–80 Vol.-% des Gesteins ausmachen. Gelegentlich sind die Augen in feine Lamellen zerschert, was an Plagioklasen am besten zu sehen ist.

Eine jüngere Generation Mineralien, die an Scherflächen gebunden ist und die sich gerne strahlenförmig um die «Augen» legt, besteht aus (die Volumprocente beziehen sich auf den Anteil am Gesamtgestein):

Quarz (20–50 Vol.-%)	Chlorit, Karbonat	} akzessorisch
Serizit (5–40 %)	Apatit, Zirkon	
Biotit (5–15 %)	Pyrit, U-Erz	
Pistazit (3–10 %)		

Der *Biotit* zeigt meist grüne Farbtöne und ist nahezu einschlussfrei. Selten ist er braun und einschlussfrei. Meist ist er etwas chloritisiert. *Pistazit* hat intensiven Pleochroismus von farblos nach zitronengelb; $n_z - n_x = 0,037 - 0,040$.

Die im folgenden beschriebenen Gesteine sind in Areal 2 von untergeordneter Bedeutung.

(*Serizit*-) *Augengneise* bilden Nordost–Südwest streichende Einlagerungen, deren Kontakte mit den übrigen Gesteinen der starken Verwitterung wegen selten genau studiert werden können. Oberhalb der Lötschbergbahn nordwestlich Naters sieht man, dass die Augengneise scharf abgegrenzt sind; die Kontakte verlaufen aber ganz unregelmässig. Für diese Gneise, die im Abschnitt 3.2.3 näher besprochen werden, ist hier ein Karbonatgehalt von bis 5 Vol.-% typisch; auffallend ist die Schachbrettalbitisierung der Mikrokline, in denen gelegentlich nach Wachstumsformen des Wirtkristalls eingelagerte Plagioklase festgestellt wurden.



Fig. 15. Areal 2
Sondierstollen für die Zentrale Massaboden, m 639.
Gipslagen parallel zu s_1 , teilweise um B_2 verfaltet

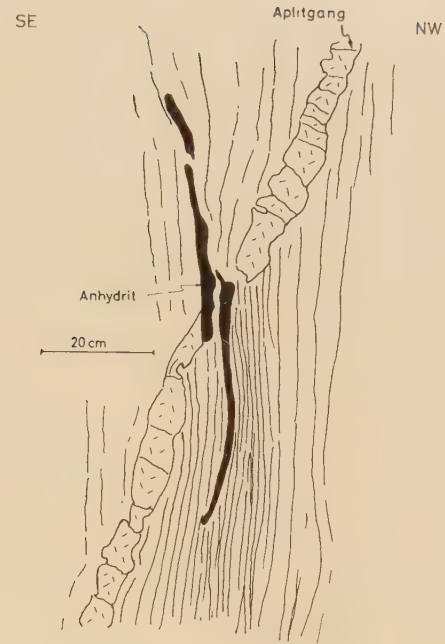


Fig. 16. Areal 2
Sondierstollen für die Zentrale Massaboden, m 585.
Eine dünne Anhydritlage liegt parallel zur (?)
2. Schieferung. Sie ist jünger als ein schwach bou-
diniertes Aplitgang; dieser zeigte keine wesentliche
Versetzung



Fig. 17. Areal 2
Sondierstollen für die Zentrale Massaboden, m 545. Boudinage eines Aplitganges. Der durch die Dehnung entstandene Hohl-
raum ist mit Quarz und Karbonat gefüllt. Typisch ist das Konvergieren der Schieferung

Im Sondierstollen für die Zentrale Massaboden der Electra-Massa S. A., dessen Lage auf Tafel I eingezeichnet ist, konnten einige interessante Einlagerungen beobachtet werden:

Bei m 525 entdeckte ich einige Schollen eines feinkörnigen, kompakten, rosaroten *Quarz-Granat-Felses*. Im Dünnschliff erkennt man, regelmässig verteilt, Quarz (60 Vol.-%, 100–150 μ $\varnothing$) und Granat (40 %, 70–100 μ $\varnothing$). Die optischen Daten des Granats: $a = 11,57 \text{ \AA}$, $n = 1,79\text{--}1,80$. In eingeschalteten Quarzlagen findet man bis einen Zentimeter grosse Granate ($a = 11,64 \text{ \AA}$, $n = 1,78\text{--}1,79$).

Im selben Stollen wurden an mehreren Stellen bis 30 cm mächtige *Gipslagen* angetroffen. Sie wurden erstmals beobachtet von Herrn J. NORBERT, Assistent von Herrn Professor A. FALCONNIER (schriftliche Mitteilung vom 13.5.61). Die Gipslagen liegen parallel zur dominierenden Schieferung und sind stellenweise mit ihr wiedergefaltet worden (Fig. 15). Gelegentlich erfüllt der Gips auch Querklüfte.

Bei m 585 wurde eine wenige Zentimeter mächtige *Anhydritlage* gefunden (Fig. 16). Sie schneidet einen schwach boudinierten Aplitgang. Im Dünnschliff erkennt man ein praktisch monomineralisches Gemenge aus Anhydritkristallen mit typischer Zwillingsstreifung ($\varnothing$ 2–4 mm). Auf Rissen findet man Gips, grünen Biotit, Pistazit ($n_z - n_x = 0,037$), Albit, Chlorit und Quarz.

Der Stollen erlaubt auch Beobachtungen an *Aplitgängen*, die an der Oberfläche der schlechten, zweidimensionalen Aufschlüsse wegen verunmöglicht sind. Bei den Gängen handelt es sich um 5 bis 60 cm mächtige plattenförmige Spaltenfüllungen, deren Raumlage sehr konstant ist (Fig. 19). Sie zeigen infolge jüngerer Beanspruchung häufig Boudinage, das oft klassisch schön ausgebildet ist (Fig. 17).

Die mineralogische Zusammensetzung der Aplitgänge ist recht gleichmässig. Weil in Areal 2 die besten und zahlreichsten Beobachtungen an Apliten vorliegen, gebe ich hier eine generelle Zusammensetzung, welche für derartige Gänge des ganzen untersuchten Gebietes gilt:

Hauptgemengteile:

Albit/Oligoklas, serizitisiert (An 5–20) 50–70 Vol.-%
Quarz 30–50 %

Nebengemengteile:

Alkalifeldspat 2–10 %
Serizit-Muskowit 0–5 %

Akzessorien:

Biotit, Epidot, Chlorit, Zirkon
Apatit, Granat, Erze

Von den Aplitgängen makroskopisch und mikroskopisch gut unterscheidbar sind *Aplitgranitplatten* bis *-stöcke*. Die Raumlage der Platten ist ähnlich derjenigen der Aplitgänge (Südostfallen). Die Kontakte mit dem Nebengestein sind scharf und verlaufen meist etwas unregelmässig. Die Mächtigkeit der Platten variiert von einigen Metern bis maximal 400 m. Der grösste Aplitgranitstock befindet sich nördlich von Fleschen. Er ist auf 500 m im Streichen aufgeschlossen, und ist schon im topographischen Kartenbilde zu erkennen. Das Gestein ist makroskopisch mittel- bis feinkörnig, von grauer Farbe mit einer charakteristischen Sprenkelung kleiner, dunkler Flecken. Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand:

Hauptgemengteile:

Albit/Oligoklas (An 5–15) 50 Vol.-%
Mikroclin 25 %
Quarz 22 %

Akzessorien:

Karbonat Pistazit
Serizit Titanit
Chlorit Orthit
Biotit Zirkon

Der stets perthitische Mikroclin ist neben der typischen Kreuzgitterung meist zusätzlich einfach verzwillingt und oft randlich etwas schachbrettalbitisiert. Gelegentlich enthält er einige Plagioklase als Einschlüsse. In der Nähe des Mikroklins findet sich meist etwas Karbonat. Serizit, grüner Biotit, Chlorit (anomale Farben, Pleochroismus grasgrün nach gelblich), Pistazit ($n_z - n_x = 0,040$) mit häufigen Übergängen zu Orthit, Titanit und Zirkon treten zusammen mit einer jüngeren Quarzgeneration in Rissen und Nestern auf; diese Nester sind makroskopisch als Flecken sichtbar.

Eine typische Eigenschaft dieser Aplitgranite ist ihre gegenüber den Nebengesteinen um einen Faktor drei höhere Radioaktivität. Mehrere kleine, schlecht aufgeschlossene Vorkommen habe ich dadurch bei Uran-Prospektionsarbeiten mittels Szintillometer aufgefunden.

Fräulein Professor E. JÄGER erklärte sich freundlicherweise bereit, von je einer Probe der Aplitgänge und des Aplitgranits eine Altersbestimmung auszuführen. Leider erwies sich bei der Voruntersuchung der Gehalt an gewöhnlichem Sr als zu hoch, so dass auf eine Altersbestimmung mit der Rb-Sr-Methode verzichtet werden musste. Das massenspektrometrisch gemessene Sr/Rb-Verhältnis beträgt für die Probe KAW 177 (Aplitgranit Lab 557) 239/85, für die Probe KAW 176 (Aplitgang Lab 553) 259/54. Derart hohe Sr/Rb-Werte sind für aplitische Gesteine ganz aussergewöhnlich (mündliche Mitteilung von E. JÄGER).

Gefüge

Fig. 18 und 19 geben eine Zusammenstellung der Gefügeelemente, welche an den Gesteinen von Areal 2 beobachtet werden können.

Eine sehr ausgeprägte Schieferung (s_1) fällt mit ungefähr 70° nach Südosten. Sie entspricht einem stofflichen Lagenbau der Gneise. Eine zweite Scherflächenschar (s_2) ist nicht durchgehend gleich intensiv ausgebildet. Sie streicht gleich wie s_1 bei steilem Nordwestfallen oder Vertikallage. Die Intersektionslinie mit s_1 ist demnach ungefähr horizontal.



Fig. 18. Areal 2
Schieferungen und Faltenachsen
Kurvendiagramm:
120 s_1 -Flächen. Umrisse 20, 10 % pro 1 %-Fläche



Fig. 19. Areal 2
Klüfte und Spaltenfüllungen (Quarzgänge, Aplitgänge)
Kurvendiagramm:
126 Klüfte. Umrisse 20, 10, 5, 2 % pro 1 %-Fläche

Parallel dazu entstehen durch die s-förmige Verbiegung von s_1 durch s_2 B_2 -Fältchen (Wellungen). Der Versetzungssinn an den s_2 -Flächen ist in den meisten Fällen gleichsinnig antithetisch, das heisst der nach Norden gerichteten Gesamtrotation entgegengerichtet (Fig. 20). Gelegentlich werden B_2 -Falten im dm-Bereich beobachtet; dort treten dann auch synthetische s_2 -Flächen auf. Endlich beobachtet man in Zonen stärkster Beanspruchung (am Nordrand des Areals 2) nordwest-vergente Scherfallen.

Eine jüngere, *weitständige* Schieferung ist nur lokal (z. B. an der Strasse Bitsch-Eichen) entwickelt. Die Scherflächen treten in dm-Abständen auf und fallen mittelsteil nach Südosten. Eine Striemung darauf liegt ungefähr im Fallen. Schleppungen an s_2 -Flächen zeigen einerseits, dass die Bewegung jünger

ist als die zweite Schieferung, andererseits, dass das höhere Gesteinspaket relativ nach Nordwesten bewegt worden ist. Glatte, scharf durchsetzende *Querklüfte* sind häufig. Auf den Klüftflächen finden sich Beläge von Quarz, Chlorit, Hämatit (Limonit), selten Adular oder Bleiglanz. Eine Unterscheidung der Klüfte nach dem Belag ergab ausser bei den Quarzklüften bzw. -gängen keine typischen Lagen. Im Kurven-diagramm in Fig. 19 liegt ein ausgesprochenes Maximum im Bereich 32–52/65–85. Die gesondert eingetragenen Quarzklüfte bis -gänge (Spalten mit 1–40 cm Quarzfällung) weichen in ihrer Lage deutlich von den andern Klüften ab. Man erkennt zwei Systeme: das eine ist ein vertikales Querkluftsystem, das andere umfasst mittelsteil nach Nordwesten einfallende Quarzgänge.

Gelegentlich lassen sich Altersbeziehungen der Klüfte an Versetzungen erkennen. Die Quarzgänge stellen sicher die jüngsten Bildungen dar; hingegen konnten Altersbeziehungen zwischen den beiden Quarzgangsystemen nicht gefunden werden.

Auf den vertikalen Quarzgängen findet man häufig *Rutschharnische*, deren Striemung mit 40° nach Südosten fällt. Wo ein Bewegungssinn festgestellt werden konnte, ist das nordöstliche Gesteinspaket relativ nach Nordwesten bewegt worden.

Weitaus die meisten *Aplitgänge* fallen mittelsteil nach Süd–Südosten.

Deutung

Die Gesteine von Areal 2 sind zum grossen Teil alpin umkristallisiert. Wenig veränderte *voralpine Gesteine* sind selten: Aplitgänge, Aplitgranite und Schollen von Quarz-Granat-Fels. Von voralpinen Mineralien sind erhalten: Quarz (zerbrochen), Plagioklas (serizitisiert), Mikroklin (schachbrettalbitisiert), Granat, Orthit, Zirkon und ?Apatit.

Wenig ist auch erhalten von *voralpinen Gefügen*. Die *Lage der Aplitgänge* gibt uns hier einen wertvollen Hinweis: Bei der zeitlich nicht bestimmbar, aber sicher voralpinen ¹⁾ Intrusion sind diese einem ausgeprägten planaren Parallelgefüge gefolgt, das bereits «alpine» Nordost–Südwest-Orientierung besass. Das heute so ausgeprägte Planargefüge von Areal 2 ist voralpin angelegt worden.

Die Reihenfolge, die Raumlage und die Ausbildung der alpinen Verformungen in Areal 2 entsprechen weitgehend denjenigen in Areal 1 und in der Urseren-Zone. Die *erste Schieferung* entspricht in den Phylliten wie in den schiefrigen Gneisen von Areal 2 einer lagigen Stoffbänderung. Es ist nicht mit Sicherheit auszuschliessen, dass hier eine voralpine Schieferung lagekonstant von einer alpinen überprägt wurde. Eigenartig ist, dass das Linear L_1 auf den s_1 -Flächen nur selten und dann wenig ausgeprägt zu finden ist. Hingegen ist wohl die Boudinierung der Aplitgänge auf die Dehnung parallel L_1 zurückzuführen. Die Achse der Boudins steht senkrecht auf L_1 . Auch die so ausgeprägten steil nordostfallenden Querklüfte könnten durchaus der ersten Schieferung zugehören.

Die *zweite Schieferung und Faltung* entwickelt sich sehr ähnlich wie in den Phylliten der Urseren-Zone. Die s_2 -Flächen werden steil nordwestfallend als antithetische Scherflächen angelegt, als solche in die Vertikale rotiert, um schliesslich bei noch weiterer Rotation nordwest-vergente B_2 -Falten zu bilden. Die B_2 -Falten treten im Millimeter- bis Dezimeter-Bereich auf und haben subhorizontale Achsen. Die zweite Schieferung/Faltung ist nur im Südwesten von Areal 2 ausgebildet; im Riederhornstollen der Aletsch AG (s. Tafel I) ist nur noch eine ausgeprägte Schieferung, die erste, vorhanden. Senkrecht auf die B_2 -Falten sind als zugehörige Quer(ac-)Klüfte die später infolge fortgesetzten Zuges in der Massivachse zu Spalten gewordenen und mit Quarz gefüllten *Quarzgänge* entstanden (Fig. 20). Eine jüngere weitständige Schieferung zeigt einheitlichen Versetzungssinn, indem das höhere Paket immer relativ nach Nordwesten bewegt worden ist. Jüngere, postkristalline Bewegungen haben Rutschharnische an den Klüftwänden der vertikalen Quarzgänge hervorgerufen. Die Klüfte wie die Harnische zeigen genau dieselbe Ausbildung und Raumlage wie diejenigen im angrenzenden Perm der Urseren-Zone (Konglomeratgneise).

Wir erkennen im ganzen Ablauf der alpinen Verformungen die gleichartige und gemeinsame Beanspruchung von Altkristallin und posthercynischen, alpinmonometamorphen Sedimenten der Urseren-Zone.

¹⁾ Ich glaube, das voralpine Alter der Aplitgänge voraussetzen zu dürfen. Man kennt im Aarmassiv keine jüngeren Aplitgänge als die dem Zentralen Aaregranit zugehörigen.

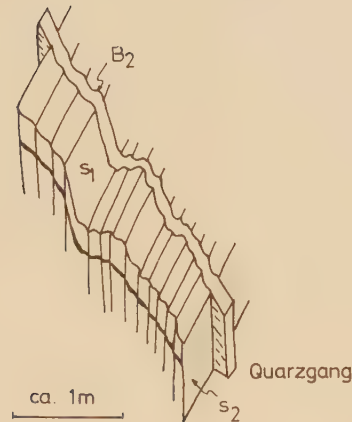


Fig. 20. Areal 2
Deformation voralpiner Gneise durch alpine Tektonik

Auch der *alpinmetamorphe Mineralbestand* ist sehr ähnlich demjenigen der Phyllite: Quarz, Albit/Oligoklas, Muskowit-Serizit, Biotit, Pistazit, Chlorit und Calcit.

Die *Gips- und Anhydritlagen* liegen teils in der ersten, teils in der zweiten Schieferung (Fig. 15 und 16). Der in Fig. 16 durchschnitene Aplitgang zeigt keine wesentliche Versetzung; es kann sich also nicht um tektonisch eingeschuppte Triassedimente handeln. Es sind wohl Spaltenfüllungen aus wässerigen Lösungen, deren Herkunft wahrscheinlich in einst über dem Altkristallin liegenden Trias-Schichten gesucht werden muss.

3.2.3 Areal 3: Die homogenen Augengneise

Lage (s. Tafel II)

Areal 3 umfasst das zusammenhängende Verbreitungsgebiet der homogenen Augengneise: einen Grossteil der Hänge westlich des Kelchbaches zwischen Areal 2 im Süden und Areal 4 im Norden und einen Teil der Geimerhörner östlich der Ortschaft Geimen. Es sei bemerkt, dass Augengneise auch in den Arealen 2 und 4 vorkommen.

Man kann die Gesteine mühelos an der Strasse Naters–Blatten südlich von Geimen studieren.

Gesteine

Es handelt sich um eine im grossen eintönige, im Detail recht variable Masse von Serizit-Augengneisen, die stellenweise in porphyrtartige Granite übergehen und denen lokal Amphibolitmigmatite, Aplitgänge und Aplitgranite (vom Typ der auf S. 26 beschriebenen) eingelagert sind. Die Intensität der fast überall zu beobachtenden Schieferung wechselt stark und ist wohl eine der Hauptursachen für das verschiedenartige Aussehen der mineralologisch meist sehr ähnlich zusammengesetzten Augengneise.

Ich greife im folgenden zwei typische Varietäten heraus.

a) Das in HUTTENLOCHER (1934, p. 491) beschriebene auffällige Gestein, das er als «wenig oder kaum schiefrigen Granit» bezeichnet, nenne ich *Geimer-Granit*; er steht 200 Meter südlich Geimen an der Strasse Naters–Blatten an.

Makroskopisch fallen die cm-grossen, idiomorphen porzellanweissen Feldspäte, die klaren, bläulichen Quarze und die gelbgrüne Epidotsprenkelung auf. Häufig sind massige, granitische Partien anzutreffen, auf die sich wohl HUTTENLOCHER bezieht. Daneben findet man immer wieder verschieferte Komplexe; dort bekommen die Feldspäte unter Verlust der Idiomorphie stets die für die grosse Masse der Augengneise typische Augenform. Aus diesem Grund lässt sich der Geimer-Granit auch nicht scharf abgrenzen, weshalb ich auf eine Ausscheidung in der Karte (Tafel I) verzichtet habe.

Mikroskopisch erweisen sich die grossen Feldspäte als *Mikroklinperthite* (10–15 Vol.-%), welche häufig einzelne serizitisierte Plagioklase einschliessen. Diese zeigen oft einen schmalen Saum von klarem, einschlussfreiem Oligoklas (An10–15), der die gleiche Auslöschung wie der Kern des Einschlusses aufweist. Weitere Einschlüsse sind Quarz, Zirkon und Orthit. In der *Zwischenmasse* findet sich fleckiger Quarz (18–25 %). Der Plagioklas, heute Oligoklas (An 10–15) ist mit Serizit und Klinozoisit schwach gefüllt (50–55 %); in der Korngrösse der Einschlüsse sind grosse Unterschiede zu konstatieren: von der üblichen Grösse solcher Serizit-Einschlüsse von 10 bis 15 μ bis zu orientiert eingelagerten Muskowitblättchen von über 100 μ sind alle Übergänge vorhanden. Der olivgrüne Biotit (5 %) ist von Sagenit, Titanit und Epidot erfüllt und teilweise in Chlorit umgewandelt, der oft noch die Sagenitgitter des ehemaligen Biotits einschliesst. Die Gesamtmenge des Epidots schwankt zwischen 5 und 10 %. Akzessorisch treten Apatit und Zirkon auf.

Der *Serizitgehalt* ist proportional zum Grad der Verschieferung; von wenigen Volumprozent bei massigen Typen kann er durch zunehmende Verglimmerung der Kalifeldspäte auf 10–20 % zunehmen.

b) An der Blattenstrasse 400 Meter südlich Geimen tritt ein auf ca. 100 Meter aufgeschlossenes, hellgraues, gutgeschiefertes augengneisähnliches Gestein auf. Makroskopisch fallen vor allem die Feldspäte mit quadratischen und rechteckigen Querschnitten auf; man erkennt darin von blossen Auge geregelt eingelagerte Einschlüsse. Der Unterschied zum Geimer-Granit wird durch das Fehlen klarer Quarze und der Epidotsprenkelung hervorgehoben.

Der Rand der Gesteinsmasse ist tektonisch überarbeitet. Dennoch lässt sich dieser *Ortho-Augengneis* infolge der typischen Feldspäte im Felde gut erkennen und abgrenzen; er ist deshalb in der Karte (Tafel I) ausgeschieden. Wir treffen ihn neben dem erwähnten besten Aufschluss an der Strasse auch westlich des Kelchbaches und südlich der Geimerhörner, bisweilen auf der Ostseite der Massa in den Migmatiten des Areal 7.

Im Mikroskop sieht man in den tafeligen, perthitischen Mikroklinen (10–15 Vol.-%) häufig reihenweise angeordnete Plagioklase, seltener andere Mineralien wie Biotit und Orthit, welche mit ihren grössten Flächen an Flächen des wachsenden Wirtkristalls angelagert wurden. Dass es sich um Wachstumsstadien handelt, zeigen am besten die *schaligen Anwachsränder*, die im grossen gesehen den heutigen Umrissen und untereinander parallel verlaufen, im Detail aber charakteristische kleine Unregelmässigkeiten aufweisen und vor allem stets die Ecken abrunden. Die eingeschlossenen Plagioklase sind serizitisiert und zoisitisiert. Sie sind umgeben von amöbenförmigen, klaren Säumen, die wie der Kern des Einschlusses auslöschten. Die Perthitlamellen des Mikroklinen brechen an diesen Säumen ab und zeigen eine andere, unter sich einheitliche Auslöschung. Schliesslich sind die Mikrokline noch randlich schachbrettalbitisiert.

In der *Grundmasse* finden sich (die volumprozentualen Angaben beziehen sich auf das Gesamtgestein): Quarz (20–30 %), Albit/Oligoklas (An 5–15, serizitisiert, 40–50 %), Serizit (10 %), Biotit (6 %), Pistazit mit Orthitkern, Chlorit, Apatit und Zirkon (alle unter 1 %).

Gefüge

Wo die Gesteine des Areal 3 geschiefert sind, beobachtet man eine steil südostfallende Schieferungsfläche, die oft ein mit 20° nach Südwesten einfallendes Linear trägt (Fig. 21). An einigen Stellen im Westteil von Areal 3 ist diese Schieferung von einer jüngeren überprägt, deren s-Flächen bei ähnlichem Streichen wie die ältere ungefähr vertikal stehen. Es können sich Falten im Dezimeter- und Meter-Bereich bilden, deren Achsen die gleiche Raumlage wie das Linear (Striung bis Wellung) einnehmen. Auch im grossen scheint ein südwestliches Axialgefälle vorhanden zu sein. So streichen die Augengneise in den Geimerhörnern westlich der Massaschlucht nach Nordosten in die Luft, denn auf der Gegenseite der Schlucht wird keine Fortsetzung gefunden.

Leider erlauben die Aufschlussverhältnisse keine näheren Untersuchungen.

Die wenigen beobachteten *Aplitgänge* und die *Aplitgranitplatten* bis *-stöcke* zeigen NO–SW-Streichen bei steiler Lagerung (Fig. 22).

Die *Klüfte* mit Quarz- und Chloritbelag und diejenigen ohne Belag weisen durchwegs NW–SO-Streichen auf.

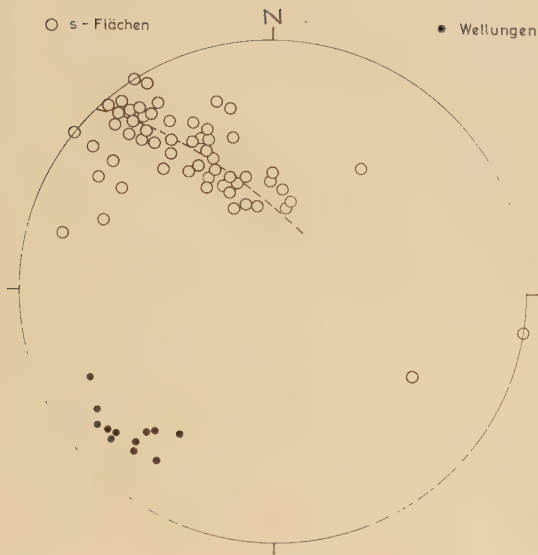


Fig. 21. Areal 3
s-Flächen und Faltenachsen (bzw. Wellungen)

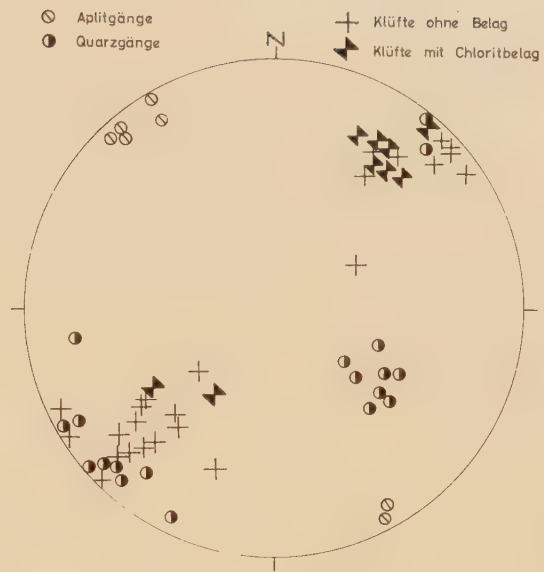


Fig. 22. Areal 3
Klüfte und Spaltenfüllungen (Quarzgänge, Aplitgänge)

Deutung

Das *Alter* der Augengneise bleibt vorderhand unbestimmt. Die Einschlüsse von Amphibolitmigmatiten deuten auf eine Entstehung nach der Migmatisation der Amphibolite.

Das Ausgangsmaterial der Augengneise ist zum Teil sicher ein Granit gewesen, der bei seiner Bildung einen hohen Anteil einer flüssigen Phase aufwies. Das gewichtigste Indiz dafür sind die Mikrokline mit den nach ihrer Korngestalt geregelten Einschlussplagioklasen und den schaligen Anwachsrandern. Nach FRASL (1953) handelt es sich um sichere Anzeichen eines Wachstums in schmelzflüssigem Milieu. FRASLS Deutung ist einleuchtend; sie wird gelegentlich angezweifelt, ist aber meines Wissens nie widerlegt worden. Auffallend ist, dass die eingeschlossenen Plagioklase eine dichtere Füllung aufweisen als diejenigen ausserhalb der Mikrokline. Das würde bedeuten, dass der Mikroclin die erstgebildeten, etwas basischeren Plagioklase aufgenommen hat.

Wie in Areal 2 weisen jüngere *Aplitgänge* und *Aplitgranitplatten* bis -*stöcke* NE-SW-Orientierung auf.

Zwei *Verschieferungen* sind verantwortlich für den heutigen Aspekt der Augengneise. Eine wichtige Mineralumwandlung war dabei die Verglimmerung der Kalifeldspäte.

Die ältere durchgreifende Schieferung entspricht wahrscheinlich der ersten Schieferung s_1 der Areale 1 und 2, die jüngere vielleicht der zweiten Schieferung s_2 mit der begleitenden zweiten Faltung B_2 .

Bei den *Klüften* fällt auf, dass die Quarzgänge und -klüfte ähnliche Lagen einnehmen wie in Areal 2. Sie dürften alpines Alter besitzen, was auch für die anderen Klüfte teilweise anzunehmen, aber nicht zu beweisen ist.

Die *Metamorphose* während der jüngsten Beanspruchungen war relativ gering. Neben der erwähnten Verglimmerung der Kalifeldspäte wurde dieses Mineral schachbrettalbitisiert. Die Plagioklase reagierten mit Wasser unter Bildung von Oligoklas, Klinozoisit und Serizit. Einer letzten, konstruktiven Phase der Metamorphose dürfte die Sammelkristallisation der Einschlüsse in den Plagioklasen entsprechen.

3.2.4 Areal 4: Die inhomogenen Augengneise

Lage (s. Tafel II)

Geographisch bildet dieses Areal die Nordgrenze des untersuchten Gebietes. Im Südosten ist es an einer markanten Bruchzone mit unbekannten Sprunghöhen scharf abgegrenzt gegen (von Westen nach Osten) die Areale 3, 5 und 7.

In den «Krachen» ist diese *Bruchzone* durch mehrere ausgeprägte Runsen angedeutet; an der Strasse Naters–Blatten zwischen den Postauto-Haltestellen Mehlbaum und Ahorn erkennt man sie an der Grenze von Areal 6 und 4 an stark geschieferten, manchmal geradezu quarzitisch aussehenden Gesteinen. Von hier zieht die Bruchzone, anhand tiefer Rinnen im Gelände gut erkennbar, über den Lindberg und nördlich von Punkt 1555 vorbei an die Massa. Im Westhang des Riederhorns manifestiert sie sich vor allem durch zwei sehr markante Rinnen, die in die Lücke nördlich des Riederhorns bzw. in die Riederfurka ziehen. Der Verlauf der Bruchzone ist von der Terrasse nördlich der Alp Nessel ausserordentlich gut zu überblicken. Das beste Bild bekommt man jedoch im *Riederhornstollen* der Aletsch AG (s. Tafel I). Man erkennt dort, dass sich die Ruschelzonen (mit Kluftlehm, extrem starker Verschieferung und Wassereinbrüchen) ausgehend von einer schmalen Zone stärkster Beanspruchung mehrere hundert Meter nach Norden ins Areal 4 hinein fortsetzen. Dort wurden die Augengneise paketweise an Ruschelzonen bewegt. An der Oberfläche bilden sich dann die für die Umgebung von Blatten so typischen Rinnen und Rippen («Labyrinth» des Volksmundes).

An der Strasse Naters–Blatten oberhalb der Postauto-Haltestelle Ahorn und entlang der Kraftwerkstrasse Blatten–Gebidem findet man typische Aufschlüsse für Areal 4.

Gesteine

Die Inhomogenität des Gesteinsinhaltes dieses Areals ist auffallend. Es dominieren zwar serizitreiche Augengneise, die im Handstück-, manchmal im Aufschlussbereich nicht von solchen aus Areal 3 unterschieden werden können. Mit dem Auftreten unregelmässig abgegrenzter aplitischer Schlieren oder aber diffuser Partien dunkler, biotitreicher Gesteine gehen diese Augengneise in Migmatite über. Eine scharfe Abgrenzung Altbestand-Neosom lässt sich, im Gegensatz zu den Migmatiten der Areale 5–8, meist nicht vornehmen. Hin und wieder auftretende Amphibolit- und Hornblendit-Schollen sind stark diaphoritisch umgewandelt: um einen amphibolreichen Kern legt sich eine Lage von Biotit, die ihrerseits ganz aussen von einem Chloritsaum umgeben ist.

Im Riederhornstollen (ca. 1100 m vom Nordportal) konnte eine genetisch wichtige Beobachtung gemacht werden: untypischen Augengneisen sind dort Migmatitpakete eingelagert. Es sind migmatische bänderige Biotit-Plagioklas-Gneise und Amphibolite, deren Faltenachsen mittelsteil nach Südwesten fallen, Migmatite also, die punkto Gestein und Lagerung völlig identisch sind mit denjenigen der Migmatit-Areale 5–8. Man sieht, dass der Augengneis (in Form eines porphyrischen Granits) gangförmig in die Migmatite eingedrungen ist.

Ich verzichte auf eine Beschreibung der wenig typischen Gesteine. Hingegen verdienen die *Gangbildungen* (*Aplite, Quarzporphyrgänge und ein Lamprophyr*)¹⁾ eine nähere Betrachtung.

Die *Aplitgänge* entsprechen makroskopisch und mikroskopisch denjenigen in Areal 2 (Seite 26). Hingegen weichen sie in ihrer Raumlage wesentlich davon ab: sie weisen hier Ost- und Nordfallen auf (Fig. 24). Ein Aufschluss an der Kraftwerkstrasse nach Gebidem (auf 1400 m ü.M. oberhalb der Gebidembrücke) zeigt, dass die beiden Raumlagen zusammengehören. Vier auseinander hervorgehende Aplitgänge bilden dort offensichtlich ein altes Kluftsystem ab.

Die *Quarzporphyrgänge* erscheinen verhältnismässig gehäuft in der Umgebung von Blatten und wurden im untersuchten Gebiet ausserhalb des Areals 4 nicht angetroffen. Schon SWIDERSKI (1919a, p.49) beschrieb einen «porphyre laminé», den er von Blatten bis auf die andere Seite der Massa verfolgen konnte.

¹⁾ Die Quarzporphyre wie die Lamprophyre sind stets mehr oder weniger verschiefert; die Bezeichnung mit Eruptivgesteinsnamen soll darüber nicht hinwegtäuschen.

Dieser Gang wird auch heute noch an mehreren Stellen als Dachschiefer gebrochen. Andere Gänge sind an der Strasse Naters–Blatten angeschnitten, ein weiterer steht mitten im Dorf Blatten (beim Brunnen) an. Im Gelände erkennt man die Gänge gut an der ausgezeichneten Schieferung, bei Anschnitten senkrecht zur Schieferung an zwei sich spitzwinklig schneidenden Kluftsystemen.

Die Gänge liegen ausnahmslos parallel zur Schieferung des Nebengesteins.

Makroskopisch fallen die glänzenden, mit Serizit belegten Schieferungsflächen auf. Häufig liegen darauf langgezogene Biotitflatschen (Länge:Breite in s bis 10:1) parallel zu einer ausgeprägten Striemung. Feldspateinsprenglinge bilden auf den s-Flächen kleine Knötchen. Unter dem Mikroskop stechen zuerst kompliziert verzwilligte, mehr oder weniger idiomorphe, serizitisierte Oligoklase (An 15–20) hervor. Sie erreichen eine Grösse von 1–2 mm. Es sind offensichtlich Einsprenglinge, die heute infolge einer Schieferung stromlinienförmig von einer wesentlich feinkörnigeren Grundmasse (50–100 μ) «umflossen» werden. In Vertikalschnitten senkrecht s sieht man, dass im Druckschatten der Einsprenglinge grosse Kristalle von Quarz, Karbonat und Biotit vorhanden sind. In solchen Schliffen findet man häufig horizontale Zerrisse in den Einsprenglingen. In Horizontalschnitten sind die Druckschattenkristallisationen viel weniger ausgeprägt, und Zerrisse können nicht beobachtet werden.

Die Grundmasse setzt sich wie folgt zusammen:

Hauptgemengteile:	Nebengemengteile:	Akzessorien:
Quarz (40–50 Vol.-%)	Biotit (2–3 %)	Orthit
Albitischer Plagioklas (30–40 %)	Karbonat (bis 1 %)	Zirkon
Muskowit (10–20 %)		Titanit
		Chlorit

In der Grundmasse ist durch die gut in s geregelten und gleichmässig verteilten Muskowitblätter die ausgeprägte Schieferung gut zu erkennen.

Es ist nicht zu entscheiden, ob primär Quarzeinsprenglinge vorhanden gewesen sind. Der Quarz war offensichtlich bei der Beanspruchung viel weniger widerstandsfähig als die Plagioklase. Grössere Quarzester mit Fragmenten ähnlicher optischer Orientierung könnten als ehemalige Einsprenglinge gedeutet werden. Die Frage nach den Quarzeinsprenglingen ist deshalb nicht unwichtig, weil der Name des Ganggesteins davon abhängt. Ich benenne es nicht zuletzt wegen des hohen Quarzgehaltes Quarzporphyr.

Die *Lamprophyre* gehören zu den Seltenheiten im untersuchten Gebiet. Ich habe nur deren drei gefunden. Der hier beschriebene ist der am besten aufgeschlossene und mächtigste Gang; die beiden andern befinden sich in Areal 5 und 8. Man findet ihn südöstlich von Blatten in den glatten Platten am linken Ufer des Baches am Oberrand des Absturzes ins Blindtal (Koord. 642 30/134 15). Der ungefähr zwei Meter mächtige Gang durchbricht vorerst schlierige Augengneise ungefähr senkrecht zu der allgemein Nordost–Südwest verlaufenden Paralleltextur und biegt am nördlichen Ende des Aufschlusses, dünner werdend, in diese Richtung um. Man erkennt eine primäre Verfälschung mit dem Nebengestein. Am Kontakt mit den Gneisen ist das Ganggestein feinkörniger ausgebildet als in der Mitte. Es dürfte sich um einen chilled margin, eine beim Eindringen schnellabgekühlte Randpartie handeln.

Eine jüngere Schieferung hat den Gang und das Nebengestein ergriffen.

Makroskopisch handelt es sich um ein feinkörniges graues Gestein, an dem nur mm-grosse schwarze Flecken auffallen. Die Schieferung ist im Handstück wenig ausgeprägt; man erkennt darauf eine feine Striemung. Im Mikroskop sieht man gelegentlich bis zwei Millimeter grosse serizitisierte Plagioklase (heute Albit) als Einsprenglinge in einer feinkörnigeren Grundmasse (um 50 μ). In Ringen verschieden dichter Serizitfüllung glaubt man einen alten Zonarbau der Einsprenglinge zu erkennen. Bei den von blossen Auge sichtbaren *dunklen Flecken* handelt es sich um unregelmässig umgrenzte Nester von grünem Biotit, Epidot, Titanit und Karbonat. Der Verdacht liegt nahe, dass es umgewandelte ehemalige Einsprenglinge (Amphibol ?) sind.

In der Grundmasse dominiert der Plagioklas (stark zersetzt, nicht näher bestimmbar; 60–75 Vol.-%); diese Mengenangabe und diejenige des Quarzes (10–20 %) kann wegen der Feinkörnigkeit des Gesteins nur als Grössenordnung gewertet werden. Grüner Biotit (20 %) und Pistazit (schwacher Pleochroismus farblos-

zitronengelb; $n_z - n_x = 0,020$; 5 %) sind die dunklen Hauptgemengteile. Untergeordnet treten auf Karbonat, Serizit, Titanit und Erz. Auf Rissen findet man Pistazit ($n_z - n_x = 0,025$) und Orthit.

Ich gebe dem Gang auf Grund des recht hohen Anteils dunkler Gemengteile (25 Vol.-%) den im Aarmassiv für solche Gänge üblichen Namen Lamprophyr. Die dunklen Flecken deuten ja darauf hin, dass früher wahrscheinlich die dunklen Einsprenglinge gegenüber den spärlichen Plagioklasen in der Überzahl waren.

Spalten mit Anhydritfüllung wurden im Riederhornstollen der Aletsch AG auf mehrere hundert Meter immer wieder beobachtet. Im Gegensatz zu den auf Seite 26 beschriebenen Vorkommen im Stollen Massaboden ist hier der Anhydrit häufig; Gips hingegen wurde nur an einer Stelle beobachtet (m 1290 vom Nordportal). Die Art des Vorkommens ist sonst analog. Wahrscheinlich steht der hohe CaSO_4 -Gehalt der Quellen des Riederhornstollens (nach FURRER, 1948, p. 295 bis 1000 mg/l) mit diesen Spalten in Zusammenhang.

Gefüge

Die Zusammenstellung der Messungen der bereits erwähnten dominierenden Schieferung in Fig. 23 (Kurvendiagramm) ergibt ein starkes Maximum (134/85). Die Schieferung ist meist engständig, kann aber gelegentlich recht weitständig (1 bis 5 cm) ausgebildet sein. Dort erkennt man dann eine ältere, bei gleichem Streichen flacher südostfallende Planartextur. Neben dem glänzenden Serizitfilm, der die jüngeren, dominierenden s-Flächen bedeckt, konnte in einem Fall darauf neugebildeter Granat gefunden werden ($a = 11,65 \text{ \AA}$; $n = 1,79-1,80$).

Die Orientierung des Planargefüges von Amphibolitschollen weicht regelmässig von den jüngeren Schieferungen etwas gegen Norden ab.

Kleinfältelungen beobachtet man lokal. Grössere Falten wurden nicht angetroffen. Hingegen ist eine feine Striung und Längung von Mineralien (meist Biotit) auf der Schieferung häufig. Sie weicht meist um ca. 20° von der Fallrichtung nach Osten ab.

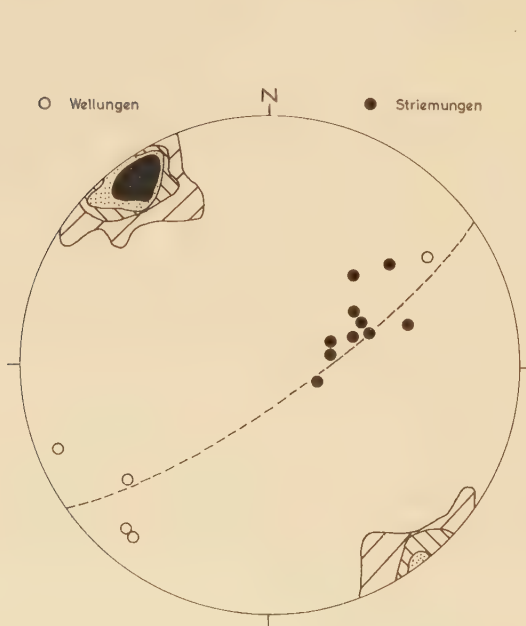


Fig. 23. Areal 4
s-Flächen und lineare Elemente
Kurvendiagramm:
117 s-Flächen. Umrisse 30, 20, 3 % pro 1 %-Fläche

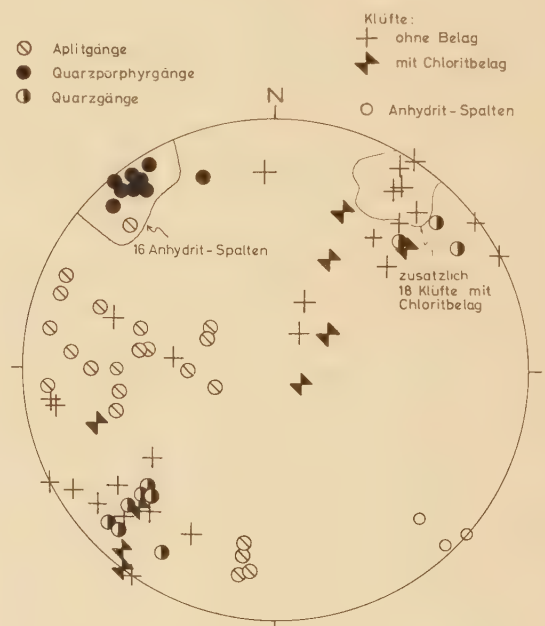


Fig. 24. Areal 4
Klüfte und Gangbildungen
(Quarzporphyre, Aplittgänge, Quarzgänge)

Aus Fig. 24 entnehmen wir: Die Orientierung der *Quarzporphyrgänge* entspricht im Aufschlussbereich derjenigen der dominierenden Schieferung; um Irrtümer auszuschliessen, sei ausdrücklich erwähnt, dass die Schieferung jünger ist.

Die *Aplitgänge* bilden ein altes Kluftsystem mit Nord- und Ostfallen ab.

Die *Klüfte* zeigen ähnliche Lagen wie in den Arealen 2 und 3: NW-SE-Streichen mit grossen Fallbeträgen. Anhand einer Versetzung wurde festgestellt, dass die Quarzgänge jünger sind als die chloritbelegten Klüfte. Die anhydritgefüllten Spalten zeigen annähernd die Orientierung der dominierenden Schieferung.

Deutung

Die Petrogenese dieses Areals kann nicht befriedigend genau rekonstruiert werden. Wenn hier einst scharfe Grenzen zwischen verschiedenen Gesteinen vorhanden gewesen sind, wurden sie durch einen voralpinen homogenisierenden Vorgang verwischt.

An einer Stelle konnte gezeigt werden, dass Augengneise jünger sind als Migmatite vom Typus der Migmatit-Areale 5–8.

Auch bei den Ganggesteinen bleiben wichtige Fragen ungelöst, zum Beispiel die Altersabfolge. Gangkreuzungen wurden nicht beobachtet.

Ich nehme auf Grund der Raumlage an, dass die Aplitgänge als erste eindringen. Sie bilden ein Kluftsystem ab, das heute nicht mehr angetroffen wird. Im Gegensatz zu ihnen müssen die Quarzporphyrgänge bei ihrem Eindringen eine Schar paralleler Risse oder Spalten vorgefunden haben, die so ausgeprägt war, dass alle Gänge diesen Weg benützten; es ist anzunehmen, dass diese gute Wegsamkeit nach dem Eindringen der Aplitgänge entstanden ist; es wäre sonst nicht recht einzusehen, warum die Apliten diesen Weg des geringsten Widerstandes nicht benützt haben sollten.

Die Raumlage der Quarzporphyre weist einmal mehr darauf hin, dass die «alpine» Richtung eindeutig voralpin vorgezeichnet war. Es ist durchaus möglich, dass auch die Bruchzone südlich von Blatten als späthercynischer Bruch erstmals angelegt wurde; die Annahme einer hercynischen Schwächezone würde zudem auch die Häufung der Quarzporphyre in der Umgebung von Blatten erklären. ZBINDEN (1949, p. 246 und Karte 1:50 000) hat in dem von ihm untersuchten Gebiet entsprechende Gangbildungen auch nur in der direkten nordöstlichen Fortsetzung von Areal 4 beobachtet. Über das Alter der Quarzporphyre kann ich wenig aussagen. Nun wurden aber sehr ähnliche Gänge von A. STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung) im Zentralen Aaregranit und von BAER (1959, p. 124) an der Basis des Perms bei Ausserberg angetroffen; es besteht wohl kein Zweifel, dass sie späthercynisch (und postzentalaaregranitisch) sind.

Der *Lamprophyre* ist wohl denjenigen von A. STECK anzugliedern, der sie ebenfalls in den hercynischen Zyklus stellt.

Die *ausgeprägte Schieferung* ist sehr wahrscheinlich alpinen Alters. Ich setze sie der ersten Schieferung der Urseren-Zone gleich; die typische steile Strömung entspricht dem Linear L_1 . Die spindelförmigen Druckschattenkristallisationen um die Einsprenglinge in den Quarzporphyren liegen mit ihrer längsten Achse parallel zu L_1 . Die Zerrisse in den Einsprenglingen stehen senkrecht darauf und belegen die Streckung parallel L_1 , die man ja schon makroskopisch an den ausgewalzten Biotiten erkennt.

Abgesehen von einigen unbedeutenden Wellungen ist die Streckung die jüngste, in den Gesteinen des Areals 4 erkennbare Beanspruchung. Ich betone dies, weil A. STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung) weiter nördlich jüngere Schieferungen und Faltungen gefunden hat.

Alpinen Alters dürften auch die Quarzgänge sein. Über die chloritbelegten Klüfte kann ich nicht mehr aussagen, als dass sie älter sind als die Quarzgänge.

Ein *alpin-metamorpher Mineralbestand* ist nicht eindeutig von einem älteren abzutrennen. Er umfasst wahrscheinlich: Quarz, Albit/Oligoklas, grünen Biotit, Pistazit-Orthit, Serizit-Muskowit, Karbonat und Granat. Schachbrettalbitisierung wird gelegentlich beobachtet.

3.2.5 Areal 5: Die gefalteten migmatischen Amphibolite

Lage (s. Tafel II)

Areal 5 umfasst zusammen mit Areal 6 das Verbreitungsgebiet der Amphibolitmigmatite, die jedoch auch in Areal 8 untergeordnet auftreten können. Es muss hier betont werden, dass sich Areal 5 und 6 im Gesteinsinhalt wenig unterscheiden. Wir müssen aber auf der Trennung beharren, und zwar auf Grund der Lage des Planargefüges des Altbestandes. In Areal 5 sind die Amphibolite des Altbestandes gefaltet, während Areal 6 eine Nord–Süd streichende isoklinale Amphibolitserie darstellt (evtl. isoklinal gefaltet).

Areal 5 ist ein wenige hundert Meter breiter Streifen von Amphibolitmigmatiten, der sich vom Westhang des Riederhorns an die Blattenstrasse bei Mehlbaum erstreckt. Westlich dieses Dörfchens tauchen die Gesteine axial unter die Augengneise von Areal 3 ein. Im Norden bildet die Bruchzone südlich Blatten die Grenze zu Areal 4. Im Osten keilen die Amphibolitmigmatite in dem sich ebenfalls zuspitzenden Areal 7 aus. Im Riederhornstollen werden die Gesteine von Areal 5 nicht mehr angetroffen.

Gute Aufschlüsse findet man in der Umgebung der markanten Haarnadelkurve der Massa auf 1230 m ü. M. Man erreicht die Lokalität von der Brücke bei Gebidem über die Häusergruppe Graag auf einem schmalen Fusspfad. Eilige Besucher ziehen die schönen Aufschlüsse an der Strasse Naters–Blatten im Dorf Mehlbaum vor.

Gesteine

Es sind vorwiegend *Amphibolite* und *Hornblendite*, welche mannigfach von hellem, granitoidem¹⁾ Material (= Neosom) durchsetzt sind. Untergeordnet treten auf: Serpentin, Talkgesteine und helle Biotit-Gneise.

Wie in allen Migmatitgebieten ist weder die Darstellung im Kartenbilde noch die Beschreibung im Text einfach. Ich habe mich in *Tafel I* für das gesamte Migmatitgebiet auf *vier Signaturen beschränkt*:

1. Mehr oder weniger zusammenhängende Amphibolitmassen. Das stets vorhandene Neosom hat das Grossgefüge des Altbestandes wohl durchdrungen, nicht aber zerstört.
2. Grössere kartierbare Einschlüsse ultrabasischer Gesteine wie Hornblendit und Serpentin.
3. Biotit-Plagioklas-Gneise (wichtig in Areal 7 und 8).
4. Eine Grundsignatur für schlierige, schollige und inhomogene Migmatite. Hier wurde das Grossgefüge des Altbestandes zerstört. Eine Trennung in Altbestand und Neosom ist aber meist noch möglich, im Gegensatz zu den diffusen Durchmischungen in Areal 4.

Die *Beschreibung im Text* soll nun im Gegensatz zur vereinfachten Kartendarstellung die Vielfalt der Gesteine aufzeigen. Ich glaube dies am besten mit der Beschreibung einer Reihe typischer, ausgewählter Gesteine vom Mikro- bis zum Aufschlussbereich tun zu können. Ziel ist in erster Linie die Altersabfolge der migmatisierenden und metamorphosierenden Vorgänge und deren Einwirkungen auf den jeweiligen Altbestand zu erfassen.

a) Flussbett der Massa, 1103 m ü. M. (Fig. 25).

Ein annähernd Nord–Süd gebänderter Amphibolitkomplex wird von hellem, granitoidem Neosom durchsetzt. Die einzelnen Schollen sind praktisch nicht gegeneinander verdreht. Das Neosom bevorzugt gewisse, offenbar vorgezeichnete Wege: einerseits die Schieferungsfläche der Amphibolite, andererseits eine Ebene, die schief darauf steht.

Diese Erscheinung kann immer wieder beobachtet werden. Ich habe solche *Neosomgänge*, die Mächtigkeiten von wenigen Millimetern bis zwei Metern aufweisen, eingemessen. Dabei wurden nur diejenigen Gänge berücksichtigt, welche das Planargefüge des Altbestandes schneiden; die dazu parallelen würden ja doch nur das Gefüge des Altbestandes abbilden. Die Zusammenstellung der Messungen findet man in Fig. 37.

¹⁾ granitoid = granitisch im weiteren Sinne.



Fig. 25. Areal 5

Flussbett der Massa, 1120 m ü. M. Westliche Schluchtwand

Agmatitischer Amphibolitmigmatit. Scharfe Trennung Amphibolit/granitoides Neosom. Die Schieferung des Altbestandes fällt steil nach Westen. Die Schollen sind praktisch nicht verdreht

b) Aufschluss an der Strasse Naters–Blatten am westlichen Dorfeingang von Mehlbaum.

Ein bankiger, massig wirkender Amphibolitkomplex, dessen Schieferung mit 20–30° nach Süd–Südwest fällt, wird von granitoidem Neosom durchsetzt. Von dm-mächtigen Gängen zweigen mm-mächtige Gängchen ab, die teils konkordant, teils diskordant in den Amphibolit eindringen (Fig. 26). Alle Gängchen sind scharf abgegrenzt; das gilt auch für die allerdünnsten, welche nur mikroskopisch sichtbar sind.

Dieselben Gängchen können aber gelegentlich unvermittelt diffuse Kontakte bekommen und in unregelmässige aplitische Nester übergehen.

Wenn die hellen Lagen konkordant im Parallelgefüge der Amphibolite liegen, entstehen prachtvolle «Bänderamphibolite» (Fig. 26, unterer Teil).

Auffallend ist die Farbänderung der Amphibole im Bereich der Neosomgänge von schwarz-grün zu hellgrün. Gelegentlich sind bis cm-grosse hellgrüne Amphibole am Rand von Neosomgängen geregelt angeordnet (Fig. 26).

Unter dem Mikroskop erweist sich der *unveränderte Amphibolit des Altbestandes* als nematoblastisch-granoblastisches Gestein, das vorwiegend aus *Amphibol* (65 Vol.-%, $\varnothing$ 0,2–0,5 mm) und *Plagioklas* (34 Vol.-%, $\varnothing$ 0,2–0,4 mm) besteht. *Titanit* (1 Vol.-%) und akzessorischer *Zirkon* sind die restlichen Gemengteile.

Der Plagioklas ist heute ein Oligoklas¹⁾. Er ist erfüllt von Klinozoisitkörnern.

Die optischen Daten des *Amphibols*, die auf eine gemeine Hornblende deuten, sind:

X = hellbraun Y = schmutzig-grün-braun Z = grün-braun

$n_Z - n_X = 0,017-0,018$

$c/Z = 22-24^\circ$

$2V_X = 64-76^\circ$

Chemische Zusammensetzung: s. Tabelle 3.

¹⁾ Die «Füllung» der Plagioklase mit Mineralien der Klinozoisit-Epidot-Gruppe ist in basischen Gesteinen oft so dicht, dass der Feldspat kaum sichtbar ist. Genaue Basizitätsbestimmungen werden dadurch verunmöglicht.

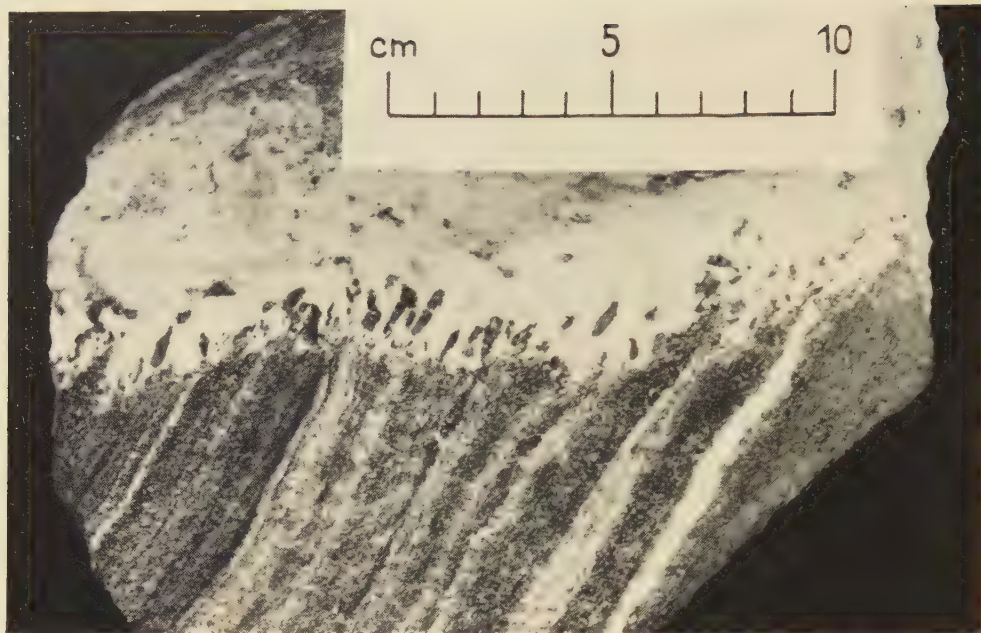


Fig. 26. Areal 5
Strasse Naters–Blatten, westlicher Dorfeingang von Mehlbaum
Amphibolitnigmatit. Das granitoide Neosom liegt zum Teil parallel zum alten s des Amphibolits, zum Teil in diskordanten Lagen. Am Kontakt Altbestand/Neosom bildet sich ein hellgrüner Amphibol



Fig. 27. Areal 5
Strasse Naters–Blatten. Mehlbaum, nördlicher Dorfeingang
Amphibolitnigmatit. Fortgeschrittene Durchmischung von Altbestand und Neosom

Da makroskopisch auf den Schieferungsflächen des Amphibolits eine gewisse bevorzugte Orientierung der Amphibole festzustellen war, wurden an zwei Schliffen senkrecht zur Schieferung (die ihrerseits senkrecht aufeinander stehen) $\{110\}$ -Spaltflächen und damit die kristallographische c-Achse der Kristalle eingemessen. Es wurde festgestellt, dass der prozentuale Anteil der Kristalle, von denen im einen Schliff die c-Achse nicht erfassbar war, dem Anteil der erfassbaren im zweiten, andersorientierten Schliff entspricht. Dies dürfte eine Bestätigung dafür sein, dass wahrscheinlich alle Lagen erfasst wurden. Fig. 28 stellt eine Kombination beider Diagramme dar. Die c-Achsen streuen in der ausgeprägten Schieferung um ein Maximum, dessen Lage im Gelände annähernd horizontal Nord-Süd verläuft. Die Kristalle bevorzugen zudem gewisse Lagen, so dass ein Maximum der $\{110\}$ -Flächen parallel zur Schieferung zustande kommt. Das bedeutet demnach, dass von fast allen Amphibol-Kristallen eine $\{110\}$ -Gitterebene parallel der Schieferung liegt und die andere in einem der Submaxima, die tatsächlich Winkel von 50 bis 60° zum Maximum einschliessen.

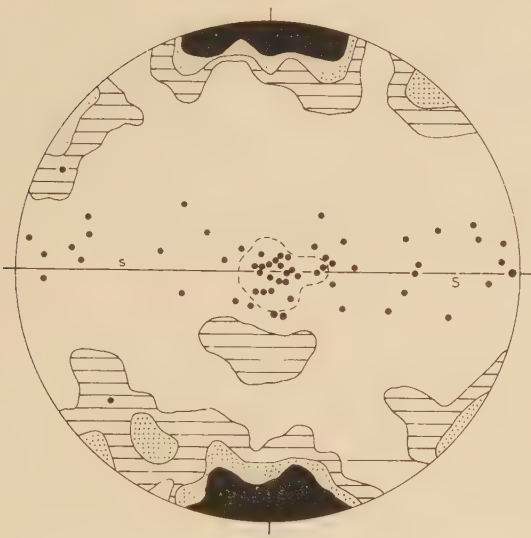


Fig. 28. Areal 5

Gleiche Lokalität wie Fig. 27

Kurvendiagramm: 167 Pole von $\{110\}$ -Spaltbarkeiten von Amphibol. Umrisse 5, 3, 1 % pro 1 %-Fläche.

Gefüllte Kreise = c-Achsen von Amphibol. Handstücke Lab. 675 a und b

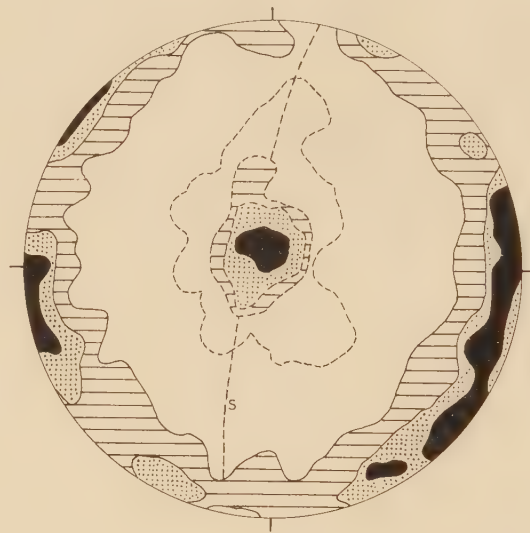


Fig. 29. Areal 5

200 m nordöstlich Knie der Massa auf 1227 m ü.M.

Amphibol $\{110\}$ -Pole und c-Achsen

Kurvendiagramm aussen (durchgezogene Umrahmung):

215 $\{110\}$ -Pole. Umrisse 5, 3, 1 % pro 1 %-Fläche

Kurvendiagramm innen (unterbrochene Umrahmung):

102 c-Achsen. Umrisse 20, 10, 6, 1 % pro 1 %-Fläche

Der durch die Einwirkung des Neosoms neugebildete, makroskopisch hellgrüne, strahlsteinähnliche Amphibol bildet gelegentlich Mäntel um den älteren. Seine optischen Daten sind:

X = farblos Y = farblos Z = blassgrün

$n_Z - n_X = 0,026$

$2 V_X = 80-88^\circ$

$c/Z = 15-16^\circ$

Chemische Zusammensetzung: s. Tabelle 3.

Die Umwandlung der zwei Amphibole geht häufig vollständig vor sich. Bei Neosomgängen, deren Mächtigkeit geringer ist als der Korndurchmesser der Amphibole erfolgt die Umwandlung mit scharfer Grenze innerhalb eines Kristalls nur im Bereich des Gängchens. In Tabelle 3 sind die Analysen der beiden Amphibole einander gegenübergestellt.

Der jüngere, helle Amphibol ist wesentlich reicher an SiO_2 (+ 5,4 Gew.-%) und ganz wesentlich ärmer an Al_2O_3 (– 6,95 Gew.-%) als der alte Amphibol. Auffallend ist auch der Verlust von Alkalien (Na_2O – 0,61, K_2O – 0,95 Gew.-%).

Merkwürdig ist der hohe Wert für CaO in Analyse 2 (18,6 Gew.-%). Eine Nachprüfung an einem neuen Aufschluss vom selben Material ergab annähernd denselben Wert (18,65 Gew.-% CaO, 12,0 Gew.-% MgO). Verunreinigungen waren am Analysenmaterial, das Korn für Korn unter dem Binokular geprüft wurde, nicht festzustellen. Hingegen sind im Dünnschliff immer Verwachsungen mit Karbonat zu beobachten, die vielleicht im Binokular nicht zu sehen waren.

Tabelle 3: *Amphibolanalysen*

1. Dunkler Amphibol aus Amphibolit des Altbestandes eines Migmatits (Beschreibung s. S. 37). Probe KAW 196/1. Lokalität: Strasse Naters–Blatten, westlicher Dorfeingang von Mehlbaum, Hektometer 380.
2. Heller Amphibol, unter Einwirkung des granitoiden Neosoms neu gebildet in Rissen des obigen Amphibolits (Beschreibung s. S. 39). Probe KAW 196/2. Gleiche Lokalität wie 1.
3. Aktinolithfels. Probe KAW 194 (= Handstück Lab 730). Knie der Massaschlucht 1127 m ü. M. Koord. 643 00/133 92. Beschreibung s. S. 41.
4. Aktinolithfels. Probe KAW 195 (= Handstück Lab 729). Beschreibung s. S. 41 unten. Gleiche Lokalität wie 3.

Gew.-%	1	2	3	4
SiO_2	43.7	49.1	54.5	53.75
Al_2O_3	10.9	3.95	2.30	3.40
Fe_2O_3	3.3	1.25	0.62	0.66
FeO	12.4	11.2	5.00	5.48
CaO	12.6	18.6	11.8	12.10
MgO	10.3	12.1	22.1	20.95
Na_2O	1.00	0.39	0.40	0.42
K_2O	1.18	0.23	0.10	0.18
MnO	0.29	0.53	0.24	0.22
TiO_2	1.47	0.01	0.00	0.02
P_2O_5	0.06	0.04	0.05	0.02
H_2O	2.72	2.50	2.66	2.51
	99.92	99.90	99.77	99.71

Analytiker: Ed. Spycher.

Mineralformeln, berechnet auf 24 O nach den Gewichtsprozenten

1. $(\text{Ca}_{2.00} \text{Na}_{0.11} \text{K}_{0.22}) (\text{Mg}_{2.27} \text{Fe}_{0.37}^{3+} \text{Fe}_{1.53}^{2+} \text{Ti}_{0.16} \text{Mn}_{0.04} \text{Al}_{0.36}) (\text{OH})_{2.68} [(\text{Si}_{6.46} \text{Al}_{1.54})_{8.0} \text{O}_{22}]$
2. $(\text{Ca}_{2.93} \text{Na}_{0.11} \text{K}_{0.04}) (\text{Mg}_{2.65} \text{Fe}_{0.1}^{3+} \text{Fe}_{1.33}^{2+} \text{Ti} \text{Mn}_{0.07}) (\text{OH})_{2.45} [(\text{Si}_{7.22} \text{Al}_{0.67})_{7.99} \text{O}_{22}]$
3. $(\text{Ca}_{1.75} \text{Na}_{0.11} \text{K}_{0.02}) (\text{Mg}_{4.57} \text{Fe}_{0.07}^{3+} \text{Fe}_{0.58}^{2+} \text{Ti} \text{Mn}_{0.03}) (\text{OH})_{2.46} [(\text{Si}_{7.54} \text{Al}_{0.38})_{7.92} \text{O}_{22}]$
4. $(\text{Ca}_{1.81} \text{Na}_{0.11} \text{K}_{0.03}) (\text{Mg}_{4.35} \text{Fe}_{0.07}^{3+} \text{Fe}_{0.64}^{2+} \text{Ti} \text{Mn}_{0.03} \text{Al}_{0.05}) (\text{OH})_{2.33} [(\text{Si}_{7.49} \text{Al}_{0.51})_{8.00} \text{O}_{22}]$

Das *Neosom* hat eine mengenmässig wechselnde Zusammensetzung von *Quarz*, *Mikroclin* (mit Kreuzgitterung), *Plagioklas* (mit meist starker Füllung von Zoisit und Serizit) und *Schachbrettalbit*.

Zwischen den Dimensionen und der Zusammensetzung der Gänge besteht ein Zusammenhang; so tritt der Mikroclin nur in mächtigeren Gängen auf. Die Korngrösse beträgt in solchen um 1–10 mm, in dünneren um 500 μ .

c) 200 m nordöstlich des ausgeprägten Knies der Massa auf 1230 m ü. M.

Im Aufschluss ist eine *Falte im Amphibolit* zu sehen (Faltenachse 216/35). Handstücke zeigen eine zugunsten einer *Stengeltexur* zurücktretende Schieferung. Fig. 29 enthält die Resultate von Korngefügemessungen an einem Handstück aus diesem Aufschluss.

Die c-Achsen der Amphibole belegen ein deutliches Maximum, dessen Lage derjenigen der Faltenachse im Aufschluss entspricht. Die c-Achsen können in der Ebene der Schieferung etwas von diesem Maximum abweichen. Die {110}-Spaltflächen liegen (im Gegensatz zu Fig. 28) nicht bevorzugt parallel zur Schieferung, sondern bilden Maxima symmetrisch dazu unter etwa 30°. Das ist die bevorzugte Lage der Amphibolstengel, die aber, wie der Gürtel zeigt, untergeordnet fast alle Positionen um c einnehmen können.

In diesen drei ersten Beispielen a, b und c ist das Gefüge des Altbestandes trotz Migmatisation gut erhalten geblieben. Dies ist in Areal 5 häufig der Fall. Lokal kann man aber immer wieder eine Zerstörung des Altbestand-Gefüges beobachten:

d) Aufschluss an der Strasse Naters–Blatten beim nördlichen Dorfausgang von Mehlbaum (ausgeprägte Kurve). Fig. 27 ist eine Photographie einer polierten Platte von dieser Lokalität. Rechts erkennt man eine Amphibolitscholle, die nur von wenigen, noch gut abgrenzbaren Neosomgängen durchadert ist. Am oberen Rand macht sich bereits eine Aufweichung und Verbiegung bemerkbar, die im übrigen Teil des Bildes dominiert und die bis zur Bildung eines nebulitischen Biotit-Gneises an den am meisten bewegten Stellen führt. Wo sich Amphibolitschollen in diesem mobilen Zustand aneinander verschieben, entsteht aus dem mehr oder weniger ungeordneten Nebulit ein Gneis mit deutlichem Parallelgefüge.

Nicht nur die Amphibolite, auch die *Hornblendite* des Altbestandes können, wenn auch seltener, durch Neosom verändert werden:

e) Flussbett der Massa 1230 m ü. M.

Man sieht in diesem Aufschluss auf den ersten Blick einen Agmatit wie in (a). Bei näherer Betrachtung stellt man fest, dass sich im Zentrum der dunklen Schollen stets ein Kern monomineralischen Hornblendits befindet. Gegen den Aussenrand der Schollen zu sieht man ein immer dichter werdendes Netz feiner Neosom-Äderchen, die mit der schollentrennenden Neosom-Masse in Zusammenhang stehen (Fig. 30). Die von den Äderchen umgebenen Gesteinsrelikte haben linsenförmige Gestalt und bestehen aus mehreren Amphibolkristallen.

In den meisten Fällen sind aber die Hornblendite unverändert als Quadratdezimeter bis mehrere Quadratmeter grosse Schollen oder Bänke erhalten:

f) Flussbett der Massa 1227 m ü. M.

Eine Scholle grünen, grobkörnigen *Aktinolithfels* misst im zweidimensionalen Aufschluss 50 × 150 cm. Makroskopisch ist keinerlei Beeinflussung durch Neosom von aussen festzustellen.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass ein farbloser *Amphibol* 98 Vol.-% des Gesteins einnimmt (Korngrösse parallel c 2–6 mm, Stengeldurchmesser um 1 mm). Zwischen den Amphibolkristallen beobachtet man ein optisch nicht bestimmbares Gemenge kleinster Kristalle (Glimmer?).

Die optischen Daten des Amphibols ergeben einen *Aktinolith*:

X, Y, Z = farblos

$n_z - n_x = 0,033$

$2 V_x = 81-84^\circ$

$c/Z = 16-17^\circ$

Chemische Zusammensetzung s. Tabelle 3.

Korngefügemessungen ergaben, dass die Amphibole praktisch ungeregelt sind.

Wenige Meter neben der eben beschriebenen Scholle findet man eine weitere ähnlicher Grösse, die aus einem grasgrünen feinnadeligen *Aktinolithschiefer* besteht.



Fig. 30. Areal 5
Flussbett der Massa, 1220 m ü. M.
Hornblendit als Altbestand, mit granitoidem
Neosom durchsetzt

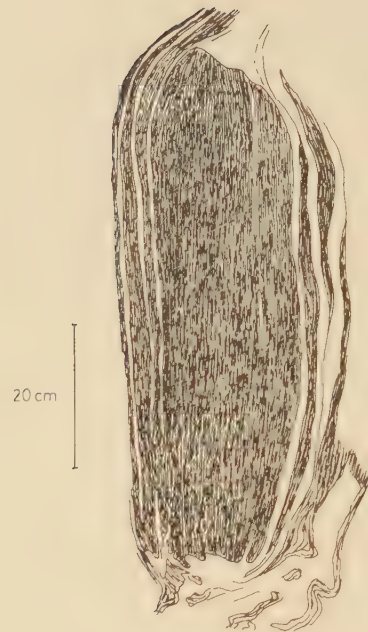


Fig. 31. Areal 5
Flussbett der Massa, 1220 m ü. M.
Boudinage einer Amphibolitbank während der
Migmatisation

Leider war es nicht möglich, aus dem sehr brüchigen Gestein Dünnschliffe anzufertigen.

Die Amphibolkristalle des monomineralischen Gesteins sind ausgezeichnet parallel orientiert und verlaufen ungefähr horizontal in Nord-Süd-Richtung.

Die chemische Analyse in Tabelle 3 ergibt eine gute Übereinstimmung mit dem oben beschriebenen Aktinolith einerseits und Vergleichsanalysen andererseits (z. B. in DEER et al., 1963, Vol. 2, p. 252, Analyse 6).

Ebenso vom Neosom unbeeinflusst ist der *Serpentin*:

g) Flussbett der Massa 1230 m ü. M.

Es handelt sich hier um das grösste Serpentinorkommen des untersuchten Gebietes. Man findet mächtige Blöcke im Flussbett. Das Anstehende ist infolge Bewachsung unansehnlich, die Blöcke jedoch sind durch den Fluss poliert.

In Dünnschliffen des makroskopisch dichten, blau-grünen Gesteins erkennt man ein praktisch monomineralisches Gewebe eines niedrigdoppelbrechenden Minerals. Nach einer Röntgen-Pulveraufnahme handelt es sich um *Antigorit* (Korngrösse 10–100 μ). Ein in kleinen Körnchen auftretendes *Erz* wurde nicht bestimmt. Auf Rissen beobachtet man *Talk*, *Karbonat* und *Edelserpentin*.

An vielen Orten konnte ich beobachten, dass es *mehrere Generationen granitoider Gesteine* gibt. Dies zeigen nachfolgende Aufschlüsse:

h) Flussbett der Massa 1220 m ü. M.

Der Aufschluss ist vom Fluss poliert, was den grün-weiss gebänderten Amphibolit prächtig zur Geltung bringt. Amphibolreiche Lagen von cm bis dm-Dicke wechseln mit hellen, granitoiden. Die dunklen Lagen sind oft durch kurze, diskordante Neosomgänge in Pakete zerlegt, was meist der Anfang von prachtvollen *Boudinagen* ist (Fig. 31); diese gleichen völlig den von WEGMANN (1932) in Skandinavien beschriebenen. Bei den erwähnten kurzen Neosomgängen handelt es sich um jüngere Bildungen als die hellen granitoiden Lagen, welche mit den basischen Gesteinen wechsellagern. Während die Bänderung sehr

regelmässig entwickelt ist, bildet die jüngere Neosom-Generation, für die ein bläulicher Feldspat charakteristisch ist, unregelmässige Nester und kurze, zur Bänderung diskordante Gänge. Endlich wird der Aufschluss von einem zirka zwei Meter mächtigen Gang durchquert, der die Bänderung abschneidet. Es ist nicht ersichtlich, ob der Gang mit dem Neosom in Zusammenhang steht oder ob er eine noch jüngere Bildung darstellt. Er hat nämlich die Randpartien des Nebengesteins (Fig. 32) aufgeweicht, geschleppt und teilweise aufgelöst, so dass die erwünschten Altersbeziehungen nicht abzuklären sind.



Fig. 32. Areal 5
Flussbett der Massa, 1220 m ü.M.

Auflösungs- und Schleppungserscheinungen am Kontakt eines Amphibolitmigmatits (links) gegen einen zwei Meter mächtigen granitischen Gang (rechts)

Der mikroskopisch ermittelte Mineralbestand des Ganges:

Oligoklas, serizitisiert (70 Vol.-%)

Quarz (20 %)

Mikroclin (5 %)

Serizit, Epidot, Chlorit, Biotit (braungelb), Titanit und Apatit als Akzessorien

Die Existenz einer Bänderung von Amphiboliten und untergeordnet von Biotitgneisen, welche älter ist als die Durchdringung mit granitoidem Neosom, lässt sich auch an vielen anderen Orten beobachten.

Stellenweise gesellt sich zur obigen Abfolge eine noch jüngere Generation granitischer Gesteine in Form aller durchschlagender *Aplitgänge*. Sie können stets durch ihre scharfen Kontakte, an denen häufig Gangkriterien (E. NIGGLI, 1952) angewendet werden können, und durch ihren Mineralbestand (s. Seite 26) von den Neosomgängen unterschieden werden.

i) Flussbett der Massa 1108 m ü. M.

Fig. 33. Die Schieferung eines Amphibolits wird durch ein Band hellen, schlierig paralleltexturierten Gneises abgeschnitten. Beide Gesteine werden von unregelmässigen Lagen granitischer Neosoms angegriffen und daran verschoben. Ein Aplitgang schneidet als Jüngstes quer durch den Aufschluss.

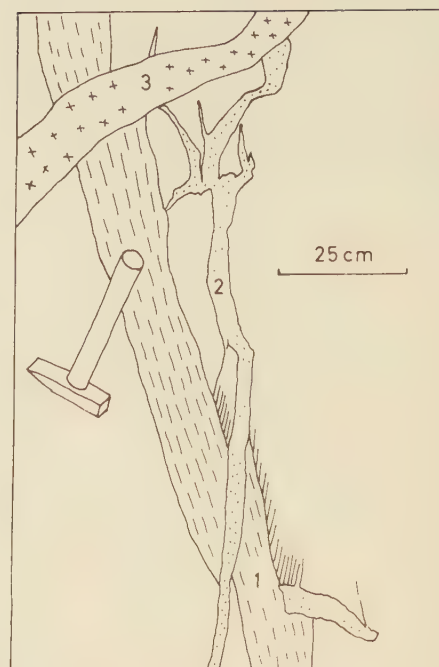


Fig. 33. Flussbett der Massa, 1108 m ü. M.
Mehrere Generationen granitischer Gesteine:
1. Heller, schlierig paralleltexturierter Gneis, jünger als das Parallelgefüge des Amphibolits.
2. Unregelmässige Nester und Lagen von Neosom. 3. Durchschlagender Aplitgang als Jüngstes.

Endlich stellt man schmale Zonen starker Schieferung fest, die schief zum Bau der Gneise durchsetzen.

k) Dorf Mehlbaum bei Postauto-Haltstelle.

Auf mehrere Dekameter sind die Amphibolitmigmatite zerschert. Es bilden sich schiefrige, biotitreiche Gesteine. Nordwest-vergente Scherfalten treten auf. Die Faltenachsen fallen 225/15–20, die Schieferung (in der Achsenebene) 140/70–80.

Die Gefüge

In Fig. 34 und 35 sind die an Amphiboliten und Hornblenditen gemessenen Schieferungs- (bzw. Bänderungs-)flächen und Faltenachsen zusammengestellt. Es wurden dabei möglichst zusammenhängende Pakete dieser Gesteine berücksichtigt, um eine Verfälschung der Werte durch gedrehte Schollen zu vermeiden. Es zeigte sich aber im Verlauf der Messungen, dass Schollen über Metergrösse stets die Orientierung grösserer Pakete in ihrer Nachbarschaft haben und daher nicht wesentlich verdreht sind.

In beiden Diagrammen liegen die Flächenpole deutlich auf einem Grosskreis, dessen Pol ausgezeichnet den Achsen der im Feld recht häufig beobachteten Falten entspricht. Die Zweiteilung der Werte aus Areal 5

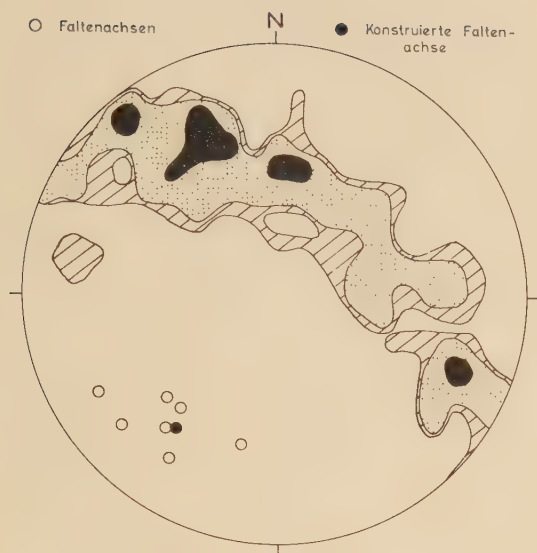


Fig. 34. Areal 5
Gebiet westlich des Blindtales
Planargefüge (Schieferung und Bänderung) und Falten-
achsen der Amphibolite/Hornblendite
Kurvendiagramm: 124 planare Elemente. Umriss 6, 3,
2 % pro 1 %-Fläche

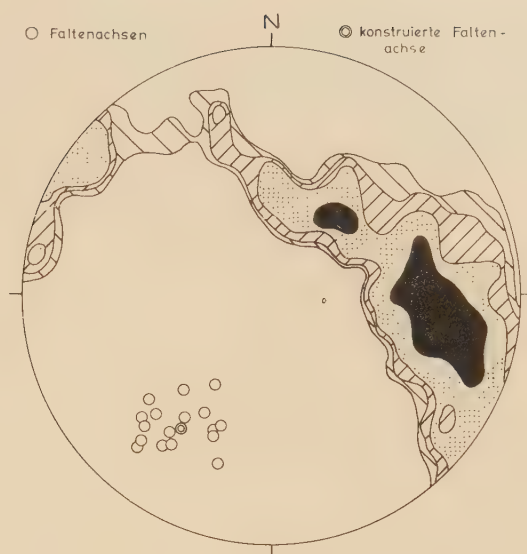


Fig. 35. Areal 5
Gebiet östlich des Blindtales
Planargefüge (Schieferung und Bänderung) und Falten-
achsen der Amphibolite/Hornblendite
Kurvendiagramm: 118 planare Elemente. Umriss 6, 3,
2, 1 % pro 1 %-Fläche



Fig. 36. Areal 5
Klüfte und Spaltenfüllungen (Aplitgänge und Quarz-
gänge, ohne Neosomgänge)

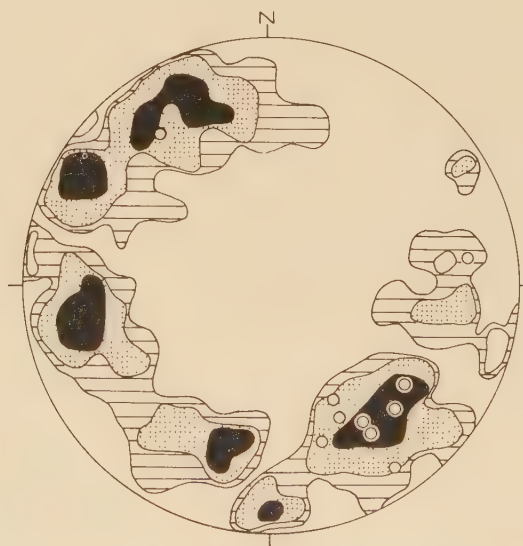


Fig. 37. Areal 5
Kurvendiagramm: 108 Neosomgänge. Umriss 4, 2, 1 %
pro 1 %-Fläche. Kreise: Voralpine Bewegungsflächen
mit Schleppung. Die durchschlagenden jüngeren Aplit-
gänge sind in Fig. 36 aufgetragen

in einen Bereich westlich (Fig. 34) und östlich (Fig. 35) des Blindtales drängte sich auf. Ich stellte die unterschiedliche Belegung des Grosskreises während der Feldarbeit fest und glaubte vorerst an einen Zufall, indem ich annahm, dass eine bestimmte Fläche einfach zu oft gemessen wurde. Beim nochmaligen Abschreiten einiger typischer Profile ergab sich aber dasselbe Resultat. Östlich des Blindtales haben die Amphibolite Tendenz zu Isoklinalbau (der ja dann südlich davon, im Areal 6, ganz ausgeprägt wird).

In Fig. 36 sind die Messungen von Klüften und Spaltenfüllungen zusammengestellt. Ein Kluftsystem verläuft Nordost–Südwest und enthält alle Klüfte mit Chloritbelag und mehrere Quarzgänge. Ein weiteres fällt steil nach Norden und umfasst Klüfte ohne Belag und einige Quarzgänge. Die eingemessenen Aplitgänge liegen alle ungefähr parallel zueinander und fallen mittelsteil nach Nordwesten.

Eine gesonderte Darstellung der Neosomgänge in Fig. 37 lässt als erstes erkennen, dass die Gänge nie flacher als 45° und selten steiler als 80° liegen. Eine Interpretation wird auf Seite 48 gegeben.

In Fig. 37 sind diejenigen Neosomgänge speziell ausgeschieden, an deren Kontakte man Schleppungen feststellt, die auf Verschiebungen in der Gangebene schliessen lassen. Solche Gänge zeigen stets NE–SW-Streichen.

Deutung

Die Deutung der Beobachtungen in Areal 5 erfolgt gemeinsam mit denjenigen in Areal 6 auf Seite 47.

3.2.6 Areal 6: Die ungefalteten bzw. isoklinalgefalteten Amphibolitmigmatite

Lage (s. Tafel II)

Das langgezogene und schmale Areal 6 fällt auf einen Kilometer in Nord–Süd-Richtung mit der Massaschlucht zusammen und ist daher nicht leicht zugänglich. Es ist mit Areal 5 durch einen allmählichen Übergang verbunden. Die Beziehungen zu den anderen Arealen sind wegen der Lage in der tiefeingeschnittenen Schlucht mit nicht begehbaren Wänden nicht abzuklären. Im Osten (darüber?) schliesst Areal 7 an, im Westen (darüber?) Areal 8 und im Süden Areal 2.

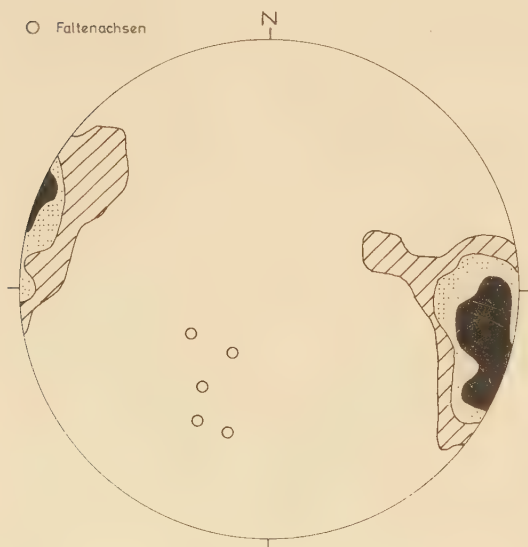


Fig. 38. Areal 6
Planargefüge (vorwiegend Bänderung) und Faltenachsen
Kurvendiagramm: 155 planare Elemente. Umrisse 10, 5,
1 % pro 1 %-Fläche

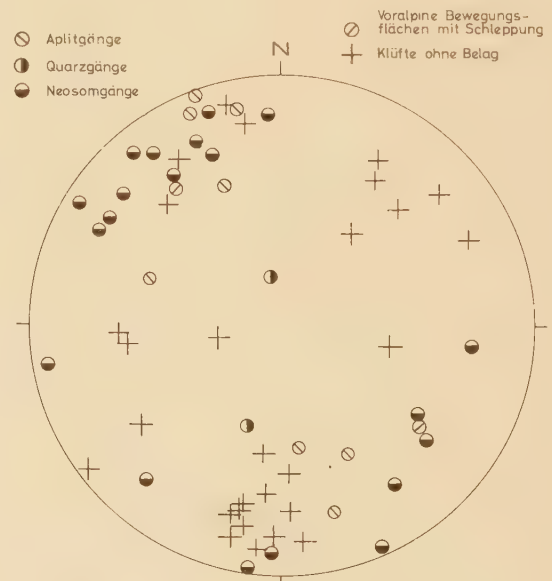


Fig. 39. Areal 6
Klüfte und Spaltenfüllungen (Aplit-, Neosom- und
Quarzgänge)

Man erreicht die prachtvollen, vom Fluss polierten Aufschlüsse entweder von Norden von der Gebidembrücke her (über Graag) oder von Süden, indem man vom Plateau bei Fleschen auf dem linken Massaufer der Wasserleitung (Bisse) durch Stollen (Lampe!) folgt. Die einzig günstige Zeit für einen Besuch ist März–April, die kurze Zeitspanne, während der der Schnee in der Schlucht geschmolzen ist, die Massa aber aus den höheren Regionen noch wenig Wasser erhält.

Gesteine

Sie sind identisch mit denjenigen von Areal 5.

Gefüge

Die Zusammenstellung der Messungen von Planargefügen (Bänderungen und Schieferungen) in Fig. 38 zeigt das Bild einer isoklinal (?gefalteten) geschieferten Serie. Ein deutliches Maximum bei 278/75, also Nord–Süd-Streichen bei steilem Westfallen, bedeutet eine ganz ungewöhnliche Lage des Planargefüges im Aarmassiv. Parallel zu diesem ausgeprägten Streichen fließt die Massa in Nord–Süd-Richtung.

Falten sind selten und von kleinen Dimensionen (Dezimeterbereich).

In Fig. 39, der Zusammenstellung der Klüfte und Spaltenfüllungen, erkennt man eine Häufung von Klüften ohne Belag mit steilem Nordfallen. Ausserhalb dieses Maximums streuen die Kluftlagen stark.

Aplit- und *Neosomgänge* bevorzugen NE–SW-Streichen mit steilem Fallen nach SE oder NW.

Deutung (für Areal 5 und 6)

Ich rekonstruiere auf Grund meiner Beobachtungen folgenden Ablauf der petrogenetischen Vorgänge in den beiden Arealen:

A. Über die Entstehung der Amphibolite ist wenig auszusagen. Vielleicht gibt uns das häufige Vorkommen von Hornblenditen, Aktinolithfelsen, Serpentin und Talkgesteinen einen Hinweis auf einen Orthocharakter auch der Amphibolite (worin ich die Entstehung aus basischen Tuffen einschliesse). Eine älteste Metamorphose in der Amphibolitfazies und eine gleichzeitige Gefügeprägung hat die Schieferung der Amphibolite verursacht. Wahrscheinlich ist auch die Lagigkeit der Bänderamphibolite, vielleicht durch metamorphe Differentiation, zu diesem Zeitpunkt entstanden. Auch die Umwandlung der basischen Eruptiva in Serpentine und Talkgesteine dürfte in diese Zeit fallen.

Fraglich ist, ob die seltene Nord–Süd-Regelung der Amphibole, die wir gelegentlich in Areal 5 (b, f) antreffen, auf diese erste Metamorphose zurückgeht. Auf die spätere Faltung lässt sie sich schwerlich beziehen.

Auch das nordfallende Kluftsystem in Areal 5 und 6 (Fig. 36 und 39) lässt sich geometrisch gut mit einer Nord–Süd-gerichteten Schieferung und einer gleichorientierten, ungefähr horizontalen Faltenachse bzw. Lineation vereinbaren. Das Kluftsystem ist ja sicher älter als die Neosomgänge, die es teilweise als Wegsamkeit benutzt haben.

Vielleicht ist im heutigen, isoklinalen Nord–Süd-Bau von Areal 6 die ursprüngliche Lage der Gesteine nach der ältesten Metamorphose erhalten. Das bedingt, dass wir annehmen, die ursprüngliche Lagerung sei nur im Bereich von Areal 5 von der jüngeren Faltung überprägt. Wir stellen ja auch einen Übergang von ausgeprägtem Faltenbau zu weniger ausgeprägtem Faltenbau zu Isoklinalbau fest (Areal 5 Westteil – Areal 5 Ostteil – Areal 6). Das entspricht bei dem recht grossen Axialgefälle von 30–40° der jüngeren Faltung zugleich einen Übergang vom tektonisch Höheren zum Tieferen (um so mehr, als Areal 6 erst noch topographisch tiefer liegt als Areal 5)

B. Die bereits mehrfach erwähnte jüngere Faltung hat also wahrscheinlich die vorliegenden Gesteine nur teilweise ergriffen. Diese Selektivität der Beanspruchungen ist in der Geschichte des Aarmassivs immer wieder anzutreffen. Den beanspruchten Gesteinen wurde eine Faltenachse aufgeprägt, die man heute von

einer Lineation im Kornbereich bis zu Falten im Meter- und Zehnmeterbereich mit beachtenswert konstanter Raumlage findet.

C. Später geriet das untersuchte Stück Erdrinde, sei es durch Versenkung oder durch das Aufsteigen einer Wärme-front, unter Bedingungen, die zu Migmatiten im Sinne SEDERHOLMS (1907, p. 88–89) führten.

Granitoides Material durchdrang die meisten Gesteine, folgte vorgezeichneten Diskontinuitätsflächen oder bildete Nester und Schlieren. Das Nebengestein wurde aufgeweicht, und es bildeten sich lokal pygmatische Falten aus. Wo die Aufweichung und Auflösung ein fortgeschrittenes Stadium erreichte, wurde das Gefüge des Altbestandes zerstört und dieser mit dem Neosom völlig durchgemischt. Bei dieser Umwandlung wurde stets Biotit auf Kosten des Amphibols gebildet. Eine weitere typische Umwandlung war diejenige von gemeiner Hornblende in strahlsteinartigen Amphibol. Es gibt aber auch vormigmatische Aktinolithe. Bei den monomineralischen Aktiolithschollen nehme ich auf Grund der Gleichartigkeit der Kristalle, des völligen Fehlens von Relikten älteren Amphibols und der makroskopisch und mikroskopisch festgestellten Abwesenheit von Neosomgängen an, dass der aktinolithische Amphibol dort bereits vor der Migmatisation vorhanden war. Man könnte zwar behaupten, dass die Umwandlung eben vollständig erfolgt sei unter dem thermischen Einfluss des umgebenden Neosoms. Dem sprechen zwei Argumente entgegen: Wir haben gesehen, dass die Umwandlung (zum Beispiel in Aufschluss b, Seite 37) immer nur im Kontakt mit dem Neosom vor sich geht. Zu- und Wegfuhr gewisser Elemente spielen dabei eine grosse Rolle (s. Tabelle 3). Dann aber finden wir in quadratdezimeter-grossen Schollen von Amphibolit, die völlig isoliert im Neosom «schwimmen», stets einen grossen Anteil alten, unveränderten Amphibols. Dann ist es aber denkbar unwahrscheinlich, dass in den gleich grossen oder, wie im Normalfall, wesentlich grösseren Hornblendit-schollen der gesamte alte Amphibol ohne Relikte umgewandelt worden ist. Wir dürfen nicht einen bestimmten Amphibol zu einem «Leitfossil» für einen bestimmten Vorgang machen.

Eine Kardinalfrage ist diejenige nach der *Herkunft des Neosoms*. Nach meinen Aufschluss-, Handstück- und Dünnschliffbeobachtungen scheint mir in vielen Fällen eine Entstehung in situ unwahrscheinlich zu sein. Ich kann es mir nicht erklären, dass in einem sehr gleichmässig zusammengesetzten, gut geschieferten Amphibolit plötzlich feinste Äderchen granitoiden Materials entstehen sollten, die diskordant scharf durch das Gestein, ja selbst durch einzelne Amphibole durchsetzen; das Gefüge des Amphibolits bleibt dabei unverändert, nur der Chemismus der Amphibole ändert.

Eine Durchdringung des Altbestandes mit von aussen her zugeführtem granitoidem Material scheint mir hier bei der Entstehung dieser Amphibolitmigmatite der wahrscheinlichere Vorgang gewesen zu sein. Über die Weglänge des Neosoms ist dabei weiter nichts auszusagen, als dass es weiter herkommt als mehrere Meter (Aufschlussbereich). Ich halte es aber anderseits auch für möglich, dass granitoides Material im Gestein selbst mobilisiert und gewandert ist. An einigen Stellen (z. B. Aufschluss h, Seite 42) scheint es nicht unwahrscheinlich zu sein, dass Neosomnester im Bereich heller Lagen des Bänderamphibolits am Ort entstehen. Meiner Meinung nach ist im gesamten gesehen der Anteil zugeführten Materials grösser.

Die Raumlage der durch Messungen erfassbaren, zum Planargefüge des Altbestandes diskordanten Neosomlagen, der *Neosomgänge*, gibt uns interessante Hinweise auf die Geometrie des alten Baues. Die oft auf viele Meter recht scharf durchsetzenden Gänge sind trotz den randlichen Assimilationserscheinungen Spaltenfüllungen, die an präexistierende Kluftsysteme gebunden sind. So lassen sich die zwei kleinen Maxima steil nordfallender Neosomgänge in Fig. 37 mit dem Kluftsystem genau gleicher Lage in Fig. 36 und 39 in Beziehung bringen. Man trifft an einigen Aufschlüssen parallele Klüfte dieser Orientierung, von denen einige mit Neosom gefüllt sind und andere nicht. Erinnern wir uns hier daran, dass wir in Areal 4 Aplitgänge derselben Raumlage gefunden haben (Fig. 24). Wir nahmen damals an, es handle sich um ein altes Kluftsystem. Ein Zusammenhang ist nicht unwahrscheinlich, indem man auch für die andere Lage der Aplitgänge in Fig. 24 das Äquivalent in Fig. 37 finden kann (steil ostfallende Gänge). In Fig. 37 bleiben nun noch zwei einander gegenüberliegende Maxima übrig, die Gänge gleichen Streichens und steilem Nordwest- bzw. Südost-Fallen darstellen. Man erkennt im Felde, dass den Neosomgängen dieser Lage eine Sonderstellung zukommt. Es handelt sich um die weitaus mächtigsten Neosomgänge. Sie gehören in eine Spätphase der Migmatisation; vielleicht sind sie sogar wesentlich jünger, was sich aber nicht beweisen lässt (s. Aufschluss h). Zudem sind Verschiebungen in der Gangebene mit Schleppung des Nebengesteins praktisch

immer an Gänge dieser Orientierung gebunden (Fig. 37). Senkrecht zu diesen «alpin» streichenden Ebenen haben also bereits in den Schlussphasen der Migmatisation Zugkräfte gewirkt, welche das Aufreissen von Spalten und Bewegungen daran ermöglichten. Ähnliche Feststellungen habe ich in Areal 4 für die wahrscheinlich wesentlich jüngeren Quarzporphyre gemacht, und dasselbe gilt für die Aplitgänge in den Arealen 2, 3, 5 und 6.

Die Unterteilung der Petrogenese in die Phasen A, B und C soll nicht den falschen Eindruck hervorrufen, ich sähe darin unbedingt Relikte dreier verschiedener Gebirgsbildungen. Es ist durchaus möglich, aber nicht beweisbar, dass zwei oder gar alle drei Phasen während einer Orogenese durchlaufen worden sind.

D. Eine jüngste Generation granitischer Gesteine bilden die durchschlagenden *Aplitgänge*, welche echte Spaltenfüllungen mit scharfen Kontakten sind. Wie bereits erwähnt, bevorzugen sie steiles NW-Fallen.

E. Eine jüngste tektonische Beanspruchung ist wahrscheinlich alpinen Alters. Sie hat dem massiven Migmatitblock nicht viel anzuhaben vermocht. Er ist unter der Beanspruchung lediglich in einige Teilblöcke zersprungen. An diesen Blockgrenzen beobachtet man eine Schieferung mit steilem SE-Fallen und gelegentlich (Aufschluss k, Seite 44) eine Scherfaltung mit Nordwest-Vergenz. Die auf Seite 32 beschriebene Bruchzone zwischen Areal 4 und 5 ist nichts anderes als die nördlichste dieser Blockgrenzen. Wie dort muss auch hier in Betracht gezogen werden, dass die Bruchzonen bereits hercynisch angelegt worden sein könnten.

Mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit sind auch die in Fig. 36 dargestellten Klüfte mit Chloritbelag sowie die Klüfte ohne Belag und die Quarzgänge gleichen Streichens alpin.

Die Zersetzung der Plagioklase und die Entmischung der Biotite sind wohl auch auf den Einfluss der alpinen Metamorphose zurückzuführen. Aus der Tatsache, dass diese Erscheinungen an Gesteinen auftreten, denen sichtbare Spuren alpiner Tektonik fehlen, müssen wir auf eine alpine Erwärmung des gesamten Aarmassivs schliessen.

Das wichtigste Resultat aus den Untersuchungen in Areal 5 und 6 ist meines Erachtens die Feststellung eines *voralpinen, alpinktektonisch praktisch undeformierten Altkristallin-Areals*.

Die Linear- und Planargefüge weichen in ihrer Raumlage von den alpinen ganz erheblich ab.

Andererseits zeigt aber gerade hier das gleiche Streichen der mächtigsten Neosomgänge, der Aplitgänge und der alpinen Scherflächen, dass die «alpine» NE–SW-Richtung bereits früh in der Geschichte des Aarmassivs angelegt wurde.

3.2.7 Areal 7: Die gefalteten Biotit-Plagioklas-Gneise

Lage (s. Tafel II)

Areal 7 umfasst ein Gebiet östlich der Massaschlucht zwischen Areal 4 im Norden und Areal 2 im Süden; das Riederhorn und ein grosser Teil seines Südwest-Ausläufers, des schwarzen Flesch. Gegen Nordosten spitzt sich Areal 7 zu, bedingt durch das Mächtigerwerden von Areal 2. Die Grenze zwischen beiden Arealen ist eine unscharfe. Areal 5 reicht von Südwesten her keilförmig in Areal 7. Typische Aufschlüsse findet man an den horizontalen Spazierwegen um das Riederhorn (Ausgangspunkt Riederfurka) und am mühsamen, aber romantischen Weg um die Nordwestflanke des schwarzen Flesch.

Gesteine

Es dominiert ein Gestein, dem gelegentlich Schollen von Amphiboliten und Hornblenditen eingelagert sind. Es handelt sich um einen hellen, meist etwas unregelmässig paralleltexturierten *Biotit-Plagioklas-Gneis*. Die Biotite sind in Lagen angeordnet, ohne aber streng eingeregelt zu sein. Die hellen Lagen zwischen den biotitreichen haben eine Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis wenigen Zentimetern.

Unter dem Mikroskop erkennt man:

Hauptgemengteile:

Quarz (35–50 Vol.-%)
Plagioklas (45–60 %)
Biotit (5–15 %)

Nebengemengteile:

Granat (0–4 %)
Kalifeldspat (0–3 %)

Akzessorien:

Chlorit
Epidot-Orthit
Zirkon
Apatit
Erz

Der *Plagioklas* ist heute ein Oligoklas. Er ist mit einem dichten Filz von Klinozoisit erfüllt, was auf einen wesentlich basischeren ursprünglichen Plagioklas schliessen lässt. Der *Biotit* hat gelbe bis rotbraune Farbtöne und ist stets reich an Einschlüssen wie Sagenit und Epidot. Die optischen Daten zweier Granate ($n = 1.80-1.81$, $a = 11.55$ bzw. $11.56 \text{ \AA}$) deuten nach WINCHELL (1958) auf einen almandinreichen Typ.

Gelegentlich werden *Neosomnester* und -gänge beobachtet. Sie sind häufiger als man im Feld zuerst annimmt; sie fallen eben in den hellen Gesteinen viel weniger auf als in den Amphiboliten.

Gefüge

In Fig. 40 ist das eingemessene Planargefüge der Gneise (= Schieferung, besser «Lagigkeit») sowie die Achsen der nicht selten anzutreffenden Falten im Meterbereich eingetragen. Die Pole der «Lagigkeit» liegen in der Projektion gut geregelt auf einem Grosskreis, dessen Pol ungefähr dem Mittel der Grosszahl der gemessenen Faltenachsen entspricht. Diese dominierende Achse fällt mit 45° nach SSW. Es wurden einige Falten beobachtet, deren Achsen nach Nordosten fallen; sie sind aber sicher von ganz untergeordneter Bedeutung, wie ja die Lage der Planargefüge in Fig. 40 eindeutig zeigt.

Fig. 41 entnehmen wir, dass die meisten Klüfte, Quarzgänge und die wenigen Aplite NW–SE streichen.

Deutung

Gemeinsam mit Areal 8 (S. 53).

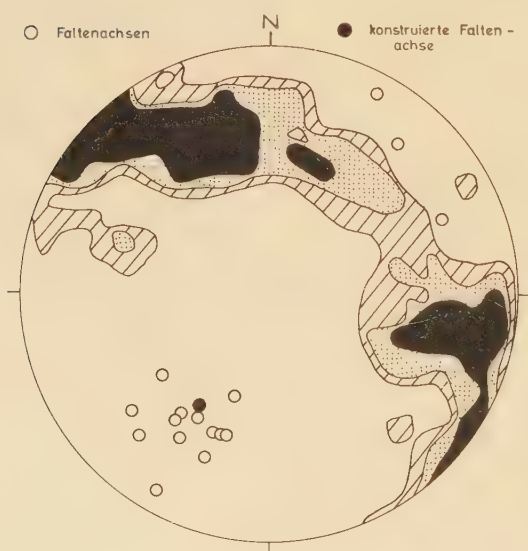


Fig. 40. Areal 7
Planargefüge und Faltenachsen von Biotit-Plagioklas-
Gneisen. Kurvendiagramm: 103 Schieferungen. Umrisse
4, 2, 1 % pro 1 %-Fläche

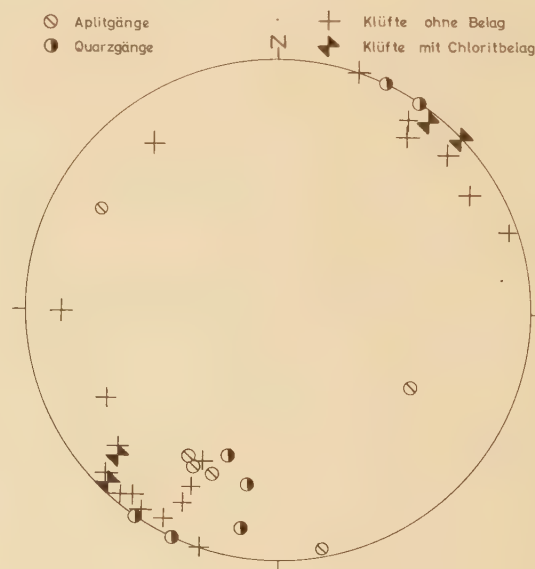


Fig. 41. Areal 7
Klüfte und Spaltenfüllungen

3.2.8 Areal 8: Gefaltete Biotit-Plagioklas-Gneise mit eingelagerten gefalteten Amphibolitmigmatiten

Lage (s. Tafel II)

Areal 8 liegt westlich der Massa in den Hügeln zwischen Hegdorn und Bitsch-Naters und in der Senke des Kelchbaches um die Häusergruppe von Unter- und Ober-Moos.

Im Norden und Westen stösst Areal 8 an die Augengneise des Areals 3. Im Nordosten bestehen wahrscheinlich über die Massaschlucht Verbindungen zu Areal 7. Areal 2 schliesst im Süden an einer tektonisch stark mitgenommenen Grenze an.

Einen guten Einblick in den Bauplan und die Gesteine geben Aufschlüsse an der Strasse Naters-Blatten (vor und nach der Postauto-Haltestelle Hegdorn) und am alten Weg von Naters nach Geimen auf dem rechten Ufer des Kelchbaches in der Umgebung von Moos.

Gesteine

Ein migmatischer *Biotit-Plagioklas-Gneis*, der identisch ist mit dem in Areal 7 beschriebenen, dominiert. Die zahlreichen Einschlüsse von Amphibolitmigmatiten und basischen Schollen wie Hornblendit und Talkgesteine rechtfertigen die Abtrennung von Areal 7. Bilder einer intensiven Durchbewegung sind überall zu sehen. Plattenförmige *Aplitgranitstöcke* mit Diskordanzkontakten und durchschlagende *Aplitgänge* treten auf.

Von besonderer Wichtigkeit scheint in Areal 8 die Umwandlung von Amphibol in Biotit zu sein. Man kann Hornblenditlinsen beobachten, die isoliert im sonst regelmässigen lagigen Gneis liegen. Die Linsen sind ausgeschwänzt, und man sieht Glimmerlagen direkt aus Amphibol entstehen. Reliktische Amphibole und Pseudomorphosen von Biotit nach Amphibol sind häufig.

Gefüge

In Fig. 42 sind im Kurvendiagramm Messungen des lagigen Parallelgefüges des Biotit-Plagioklas-Gneises zusammengestellt. Die wiederum klar ersichtliche Faltenachse zeigt auf 1–2° genau Übereinstimmung mit derjenigen von Areal 7. Die mit leeren Kreisen eingetragenen Schieferungspole von eingelagerten Amphiboliten und die wenigen daran gemessenen Achsen lassen eindeutig eine flachere Lagerung und geringeres Axialgefälle erkennen.

Das alte Gefüge der Gneise ist an vielen Stellen von einer jüngeren Schieferung überprägt, die steil nach SE oder ESE fällt (Fig. 44). Gelegentlich erkennt man auf den Schieferungsflächen eine steile Strömung in Form von langgezogenen Biotit- oder Chloritflatschen; auch eine Wiederfaltung dieser Schieferung kann lokal beobachtet werden (Fig. 45). In Fig. 43 sind die Lagen von Klüften und Spaltenfüllungen zusammengestellt. Zahlreiche Klüfte streichen NW–SE bei vorwiegend steilem NE, manchmal steilem SW-Fallen. Die Quarzgänge sind die jüngsten Spaltenfüllungen. Sie treten nordwestlich der Talkgrube Hegdorn gehäuft auf und gehören zu den mächtigsten im untersuchten Gebiet (bis 120 cm). Man findet auf den Wänden recht oft eine südostfallende Harnischriefung; wo ein Bewegungssinn festgestellt werden kann, ist das nordöstliche Gesteinspaket relativ nach Nordwesten bewegt worden.

Die Aplitgänge und die Aplitgranitplatten streichen NE–SW.

Eine besonders interessante Zusammenstellung von Gefügedaten eines Aufschlusses findet man in Fig. 46. Der Aufschluss liegt an der Strasse Naters-Blatten zwischen den Postauto-Haltestellen Hegdorn und Moos (Hektometer 213).

Das Planargefüge eines Biotit-Plagioklas-Gneises mit Amphibolitmigmatit-Lagen fällt mit 40 bis 50° nach SSW. Falten sind keine zu erkennen, hingegen eine Art Boudinage etwas kompakterer Lagen. Die lange Achse der Boudins liegt ungefähr im Fallen der Schieferung, also parallel zur Grossfaltenachse von Areal 8. In mobilem Zustande haben Verschiebungen und Schleppungen der Stoffbänderung an Scherflächen stattgefunden, deren Lage «alpines» Streichen aufweist; parallel dazu verlaufen einzelne jüngere Scherflächen. Mehrere Klüfte stehen senkrecht auf der Boudin-Achse. Das Jüngste sind zwei vertikale diskordante Quarzgänge.

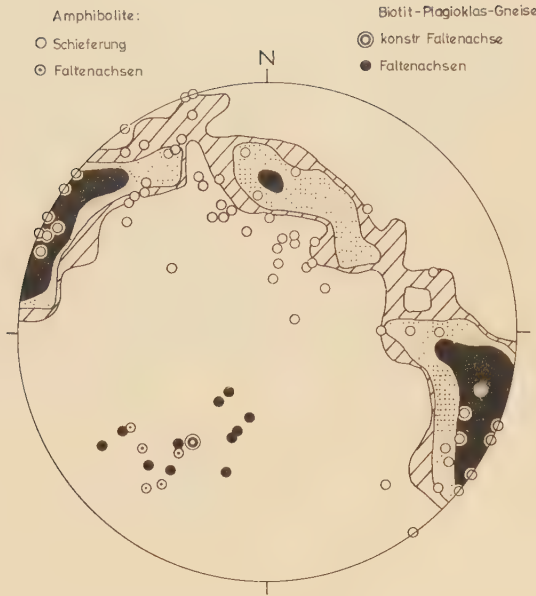


Fig. 42. Areal 8

Planargefüge und Faltenachsen

Kurvendiagramm: 237 Schieferungspole von Biotit-Plagioklas-Gneis. Umrisse 4, 3, 2 % pro 1 %-Fläche



Fig. 43. Areal 8

Klüfte und Spaltenfüllungen

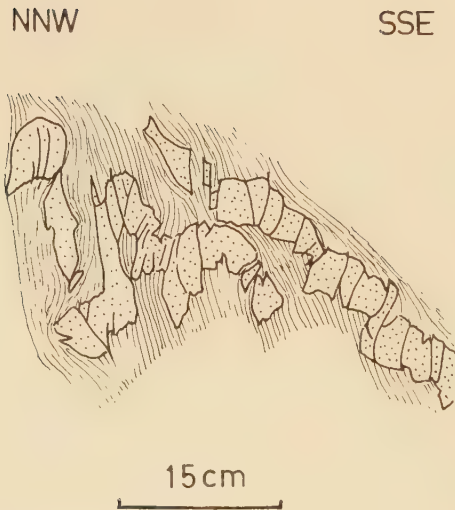


Fig. 44. Areal 8

Strasse Naters-Blatten

Alpine Zerschering einer den Biotit-Plagioklas-Gneisen eingelagerten Aplittlage

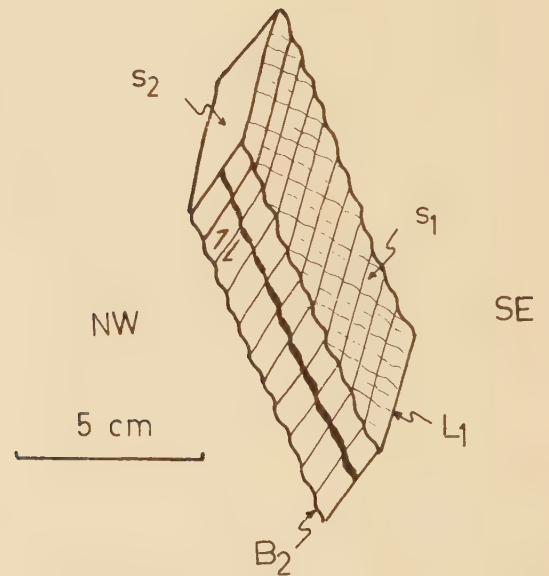


Fig. 45. Areal 8

Scherzone bei der Postauto-Haltestelle Hegdorn

Zwei alpine Schieferungen sind ausgebildet; die erste trägt die typische steile Lineation L_1 (ausgewalzte Biotite)

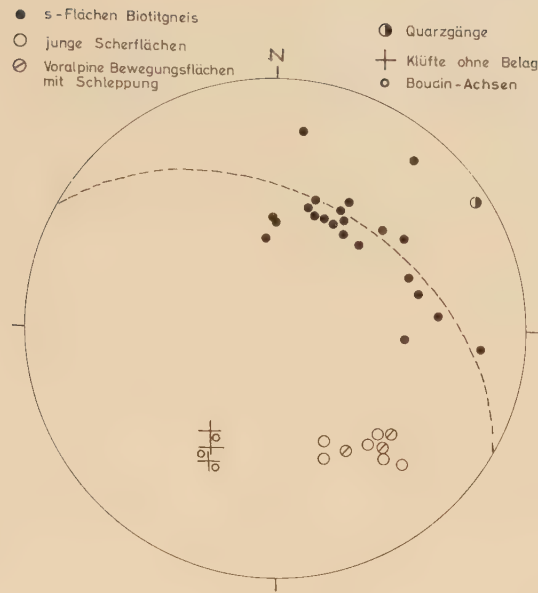


Fig. 46. Areal 8

Gefügeelemente eines Aufschlusses an der Strasse Naters–Blatten zwischen den Postauto-Haltestellen Hegdorn und Moos (Hektometer 213)

Deutung (für die Areale 7 und 8)

Die in den Arealen 7 und 8 eingemessenen Planargefüge ergeben eindeutig die Dominanz einer mit 45° nach SSW fallenden Faltenachse. Das Fallazimut der Achsen stimmt genau mit demjenigen der Amphibolite in Areal 5 überein, hingegen scheint das um $10\text{--}12^\circ$ steilere Axialgefälle irgendwie spezifisch zu sein für die Biotit-Plagioklas-Gneise; die eingeschlossenen Amphibolite weisen nämlich eigenartigerweise ebenfalls flachere Lagerung und flacheres Axialfallen auf. Bei der zeitlichen Einordnung der Verformung der Biotit-Plagioklas-Gneise sind zwei Deutungen möglich:

- a) Auf Grund der annähernd gleichen Achsenlage wird die Verformung als gleich alt wie die der Amphibolitmigmatite angenommen. Der kleine, aber charakteristische Unterschied im Axialfallen ist durch die Verschiedenheit der Gesteine bedingt.
- b) Die Verformung der Gneise ist symmigmatisch, das heisst jünger als die Entstehung des Faltenbaues der Amphibolite. Die ungefähre Übereinstimmung der Achsenlage wäre in diesem Fall durch eine Übernahme des Faltenbaues der älteren Amphibolite entstanden. Für diese Interpretation sprechen folgende Punkte:
 - Die Biotit-Plagioklas-Gneise haben manchmal Tendenz zur Bildung von Fließfalten.
 - Die Umwandlung amphibolreicher Gesteine in lagige Biotit-Plagioklas-Gneise mit reliktschen Amphibolen kann häufig beobachtet werden.
 - Es tritt relativ wenig Neosom auf.

Diese Version scheint mir die wahrscheinlichere zu sein. Auf jeden Fall gehört die Verfallung der Biotit-Plagioklas-Gneise in die Zeit vor oder während der Migmatisation, die wir in den Arealen 5 und 6 kennen gelernt haben.

Dieses alte Faltengebäude wird durchbrochen von *Aplitgranitgängen* und *-platten*, die in der Mehrzahl NE–SW streichen. Beim Eindringen der Aplitgänge scheint teilweise ein Kluftsystem benutzt worden zu sein, das man der alten Faltenachse als Quer(ac)-Klüfte zuordnen könnte.

Die stellenweise sehr intensive *Verschieferung* ist sicher jünger als die Aplitgänge, welche davon ergriffen wurden. Sie ist sehr wahrscheinlich *alpin* (Nordwest-Vergenz der Scherfallen mit subhorizontalen Achsen und generell steil südostfallende Schieferung mit der Striemung L_1). Neben dieser ersten alpinen Schieferung tritt an einigen Stellen eine zweite auf (Fig. 45). Die Klüfte sind schwer zu klassieren. Mit grosser Wahrscheinlichkeit alpin sind die Quarzgänge, auf denen man wie im südlich anschliessenden Areal 2 und den Konglomeratgneisen des Perms südostfallende Harnische mit denselben relativen Versetzungen beobachtet. Die Saussuritisierung der Plagioklase und die Entmischung der Glimmer in allen Gesteinen sind Folgen der alpinen Metamorphose (Erwärmung). In alpin tektonisch beanspruchten Zonen ist eine starke Chloritisierung der Amphibole und Glimmer festzustellen.

3.3 Lagerstätten und Uranvorkommen

3.3.1 Bleiglanz

VON FELLEBERG (1893, p. 235–238) beschreibt ausführlich den Abbau von Bleiglanz in der Massaschlucht. Ich konnte die Vererzung nicht auffinden. Sie befindet sich wahrscheinlich bei den unzugänglichen Resten einer Wasserleitung in der senkrechten Wand auf der Ostseite der Schlucht, Koord. 643 12/132 75.

Die Angaben VON FELLEBERGS seien hier kurz zusammengefasst:

Der Erzgang wurde Ende der fünfziger Jahre des letzten Jahrhunderts beim Bau oben erwähnter Wasserleitung angeschossen. Er liegt in einem N 20 E streichenden, 80–85° südost-fallenden «tombak-braunen Biotitgneis, mittelförnig bis dünnstriefig, von zahlreichen Euritgängen und felsitischen Ausscheidungen durchsetzt». Der Gang streicht Ost–West. Er ist 6–7 cm mächtig, erreicht stellenweise 18–20 cm, keilt aber oft linsig aus. Das Erz ist Bleiglanz mit Kupferkies, die Gangart besteht aus Chlorit und Quarz, welcher in Drusen schön auskristallisiert. Der Silbergehalt des Bleiglanzes ist mit 0,74 % recht hoch. Die Gangart umhüllt gelegentlich Brocken von «thonig kaolinitisiertem Gneis», der zuweilen von feinkörnigem Erz imprägniert ist. Regelmässige Salbänder fehlen; ein «hornsteinartiger Quarz» bildet oft die Grenze zum Nebengestein. Das Erz wurde während weniger Jahre an Ort und Stelle geklaubt, dann in Holzkasten nach Bitsch geflösst, sortiert und verschickt. Die Unregelmässigkeit der Lagerstätte und die ungünstige Lage liessen den Abbau unrentabel werden; bald wurde er eingestellt.

3.3.2 Uran

1958 wurden in der Umgebung von Naters in einem Stollen Uran-Vererzungen festgestellt. Im Auftrag des «Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atom-Brennstoffe und seltene Elemente» begannen A. ARNOLD und ich 1959 mit der Oberflächenprospektion. Es wurde bald eine ganze Anzahl radiometrischer Anomalien aufgefunden. Sie befinden sich in striefrigen Biotit-Serizit-Gneisen des Areals 2 am Südrand des Aarmassivs.

Die Vererzungen lassen sich mit Unterbrüchen im Streichen über ungefähr zwei Kilometer verfolgen. An einem günstig gelegenen Einschnitt (der Massaschlucht) konnte eine Tiefenausdehnung im Fallen von mindestens 120 m nachgewiesen werden.

Die Resultate der Untersuchungen sind vorläufig in internen, unveröffentlichten Rapporten festgehalten. Sie sollen später gesondert publiziert werden, da weitere Untersuchungen über die Abbauwürdigkeit und die Genese des Vorkommens im Gange sind.

3.3.3 Talk

Nordöstlich von Hegdorn (Koord. 642 92/131 85) findet man heute die verwitterten Halden eines aufgegebenen Talkabbaus. Die abgetragene Linse hatte eine Länge von ungefähr 20 m und eine Breite von 5–6 m bei einer Tiefe von 10 m. Die abgebaute Quantität Talk kann also nicht sehr gross gewesen sein.

Die Talklinse liegt in den migmatischen Biotit-Plagioklas-Gneisen von Areal 8, die an dieser Stelle reich an ultrabasischen Einschlüssen wie Hornblendit, Aktinolithschiefern und Talk sind.

Die Grube ist erstmals erwähnt in DE QUERVAIN et al. (1942, p.8–11), wo sechs Analysen aus der Umgebung gegeben werden. DE QUERVAIN et al. (1949, p.154) und PARKER (1954, p.85) erwähnen die Talklinse ebenfalls. Angaben über den Zeitpunkt des Abbaus finden sich in der Literatur nicht. Nach einer schriftlichen Mitteilung von Herrn Prof. DE QUERVAIN (Zürich) erfolgte er Ende der zwanziger Jahre; die Deponie war anlässlich eines Besuches im Jahre 1935 noch in sehr frischem Zustande, der Abbau aber bereits eingestellt.

3.3.4 Quarz

Unweit der Talkgrube muss sich ein kleiner Quarzsteinbruch befunden haben (NIGGLI et al., 1940, p.416). Die Stelle befindet sich wahrscheinlich bei Koord. 642 87/132 03, wo die mächtigsten Quarzgänge des untersuchten Gebietes auftreten (bis 120 cm). Es lassen sich Spuren eines Abbaus erkennen.

Der Name Hegdorn wird in FELLEBERG (1893, p.329) und in PARKER (1954, p.85) im Zusammenhang mit dem Fund von Riesen-Quarzkristallen in den Jahren 1770–1780 erwähnt. Die Quarze sollen zu den grössten gehören, die jemals in den Alpen gefunden wurden. Das Fehlen von typischen alpinen Zerrklüften (die Quarzgänge zeigen praktisch nie Hohlräume) und von Höhlen, aus denen derart grosse Kristalle stammen könnten, lassen mir die Fundortangabe als unwahrscheinlich erscheinen.

4. Resultate der Untersuchungen im Gebiet nördlich Naters

Es soll hier ein Überblick gegeben werden über die *Art und altersmässige Abfolge der petrogenetischen Vorgänge*, die ich aus dem Studium der Region nördlich Naters glaube erkannt zu haben. Dieser Überblick stellt eine gedrängte Zusammenfassung der Abschnitte «Deutung» aller Areale und der Resultate der Untersuchungen in der Urseren-Zone dar.

4.1 Die voralpinen Vorgänge

Relikte eines ältesten Gebirgsbaues, der geometrisch ganz wesentlich vom alpinen abweicht, finden wir gut erhalten in den Arealen 5, 6, 7 und 8.

1. In Areal 6, stellenweise in Areal 5, trifft man *Nord-Süd verlaufende lineare und planare Parallelgefüge*, welche an basischen Gesteinen wie Amphiboliten und Hornblenditen am besten erhalten sind, untergeordnet auch an Gneisen.

Ein steil nordfallendes Kluftsystem gehört wahrscheinlich zu dieser Verformung. Es ist später nacheinander von Neosom-, Aplit- und Quarzgängen benutzt worden.

2. In Areal 6 dominiert ein *Faltenbau der Amphibolite*. Achsen von Falten im Meter- bis Dekameterbereich und stellenweise geregelte Amphibole besitzen eine sehr konstante Lage (SSW-Fallen von 30–40°). Untergeordnet sind Amphibolite mit Gefügeelementen derselben Orientierung in Biotit-Plagioklas-Gneisen von Areal 8 eingeschlossen.
3. In den Arealen 7 und 8 stellt man einen *Faltenbau* der Biotit-Plagioklas-Gneise fest. Die Achsen fallen hier mit 40–50° nach SSW.

Die Altersbeziehung von (1), (2) und (3) ist nicht eindeutig. Bänderamphibolite, typisch für (1), sind gelegentlich verfaltet. Selten findet man horizontale Nord-Süd-Amphibolstriemungen auf SSW-fallenden Falten. Dies würde darauf hindeuten, dass die Verfaltung der Amphibolite jünger ist als (1); wie gross der Altersunterschied ist, kann man unmöglich sagen. Möglicherweise entstammen (1) und (2) ein und demselben petrogenetischen Zyklus: Entstehung der Bänderung (metamorphe Differentiation?) – Metamorphose-Faltung, wobei dann die Faltung nicht überall gleich intensiv gewesen wäre.

Über die Beziehung (2)–(3) gibt es zwei Hypothesen, die beide nicht bewiesen werden können: 1. die Verfaltung beider Gesteine ist auf Grund der sehr ähnlichen Achsenlage gleich alt. Der statistisch belegte Unterschied von 10° Axialfallen ist zufällig oder dann durch verschiedenes Verhalten beider Gesteine gegenüber der Beanspruchung zu erklären. 2. Der Faltenbau der Biotit-Plagioklas-Gneise ist jünger und bei der Migmatisation entstanden. In Areal 8 kommen Amphibolitkomplexe mit flacherem Axialfallen als Schollen in verfalteten Biotit-Plagioklas-Gneisen vor; ferner zeigen letztere Tendenz zu Fließfaltenbildung. Diese beiden Beobachtungen stützen eher die zweite Hypothese.

Später gerieten die oben beschriebenen Gesteine unter die Druck-Temperatur-Bedingungen einer Ultrametamorphose. Es ist auch hier nicht auszuschliessen, dass sie lediglich eine Fortsetzung und Intensivierung der oben beschriebenen Metamorphose und Faltung war. Es entstanden Migmatite im ursprünglichen Sinne SEDERHOLMS. Infolge verschieden starker Durchbewegung der mobilen Gesteine ergaben sich mannigfache Bilder: Von einer Durchdringung Altbestand/Neosom ohne Veränderung des Altbestandes über völlige lokale Auflösung alter Gefüge und Gesteine in Nebulite bis zur Entstehung eines lagigen Biotit-Plagioklas-Gneises sind alle Übergänge vorhanden. In einer späten Phase der Ultrametamorphose rissen Spalten auf, die mit granitoidem Neosom gefüllt wurden. Diese Gänge gehen gelegentlich in Neosomnestern

bis -schlieren über und haben oft das Nebengestein verändert. Die «Neosomgänge» sind vor allem in den Arealen 5 und 6 zu finden. Sie orientieren sich einerseits nach älteren Kluftsystemen, anderseits nach einer neu auftretenden NE–SW-Richtung (mit steilem Einfallen nach Südosten oder Nordwesten). Es ist dies eine erste Bevorzugung eines «alpin» gerichteten Planargefüges, welches von da an im Aarmassiv eine so wichtige Rolle spielt.

Die altersmässige Einordnung und die Genese der *Augengneise* konnten nicht befriedigend abgeklärt werden. Einige Vorkommen, besonders in Areal 3, weisen Orthocharakter auf und dürften jünger sein als die Migmatisation.

Jünger als Augengneise und Neosomgänge sind scharf abgegrenzte *Aplitgranitplatten bis -stöcke* und *Aplitgänge*. Die gegenseitige Altersbeziehung der beiden Gesteine ist nicht feststellbar. Es wurden nie Aplitgänge im Aplitgranit oder umgekehrt beobachtet.

Die *Aplitgranite* kommen im Süden des untersuchten Gebietes vor. Sie durchbrechen in Areal 8 die Migmatite und in Areal 3 die Augengneise. Im Areal 2 sind die Kontakte meist verschiefert. Die Platten bis Stöcke sind generell Nordost–Südwest orientiert und sind wenige Meter bis mehrere hundert Meter mächtig.

Das Alter der *Aplitgänge* ist durch den Schnitt mit den Neosomgängen und einer jüngeren, zerscheren- den Tektonik nur in weitem Rahmen festgelegt. Es liegt nahe, eine Herkunft vom Zentralen Aaregranit anzunehmen, doch liegen keine Beweise dafür vor. Wir wissen nicht einmal, ob alle Aplitgänge gleiches Alter besitzen. Fig. 47 zeigt die räumliche Lage dieser Gänge, nach Arealen getrennt. Es dominiert NE–SW-Streichen. Diese Anisotropiefläche, die uns schon bei den Neosomgängen aufgefallen ist, ist hier noch ausgeprägter geworden. Man muss annehmen, dass das vorhercynische Gebirge zu diesem Zeitpunkt unabhängig von seinem Internbau von parallelen Rissen (Klüften, Brüchen?) durchzogen war.

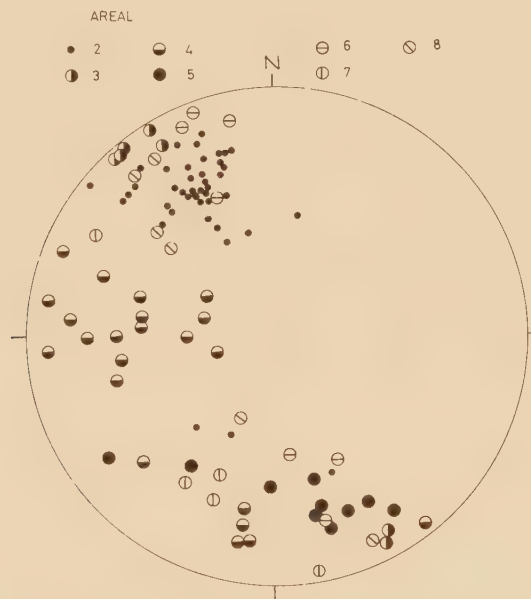


Fig. 47. Darstellung der Raumlage aller gemessenen *Aplitgänge*, nach Arealen getrennt

Abweichend von dieser allgemeinen Orientierung liegen die Aplitgänge in den Arealen 4 und 7. In Areal 4 bilden sie ein altes Kluftsystem ab, in Areal 7 sind die wenigen Gänge in Klüfte senkrecht zur alten Faltenachse eingedrungen. Eine gewisse Fächeranordnung ähnlich streichender Aplitgänge fällt auf. Im südlichsten Areal 2 fallen die Gänge vorwiegend nach Südosten, nördlich davon (Areale 3 und 6) sind sie annähernd vertikal, und in Areal 5 fallen sie nach Nordwesten. Ich habe keine plausible Deutung für diese Anordnung.

In Areal 4 treten *Quarzporphyrgänge* auf. Nach Beobachtungen von A. STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung) sind sehr ähnliche Gänge auf der Belalp sicher postzentralaaregranitisch. Ihre Parallellage ist wiederum Nordost–Südwest. Die Häufung in der Nähe der heute so ausgeprägten Bruchzone zwischen Areal 4 im Norden und den Arealen 3, 6 und 7 im Süden scheint mir darauf hinzudeuten, dass die Gänge einer hercynisch angelegten (und alpin reaktivierten) Störungszone gefolgt sind.

Über (spät)hercynische Schieferungen und Klüftungen habe ich wenig Anhaltspunkte wegen der Richtungs-Konvergenzen mit den alpinen. In Areal 4 wurde gelegentlich ein planares Parallelgefüge angetroffen, das mit 50–60° nach Südosten fällt. Ich könnte mir vorstellen, dass es sich um eine hercynische Schieferung handelt.

4.2 Die alpinen Vorgänge

In den monometamorphen Phylliten des Perms der Urseren-Zone haben wir wohl das vollständigste Bild der alpinen Deformationen und der Metamorphose erhalten: Die Schichtung ist überprägt von einer ersten Schieferung; dazugehörige Falten konnten nicht aufgefunden werden. Die erste Schieferung, parallel welcher sich eine metamorphe Differentiation im Millimeterbereich entwickelt, scheint überall parallel auch zur Schichtung zu verlaufen; das ist eine Folge des hohen Gehaltes an Phyllosilikaten (55 bis 65 %). Eine ausgeprägte Striemung, die von der Fallinie etwa 15° gegen Osten abweicht, gehört einerseits der ersten Schieferung als Streckung zugeordnet, andererseits ist es die Achse einer im untersuchten Teil der Urseren-Zone unwichtigen Wiederfaltung durch Zerschierung an s_1' -Flächen. Eine zweite Faltung/Schieferung mit annähernd vertikalstehenden s_2 -Flächen bewirkt Falten im Millimeter- bis Meterbereich. Diese zweite Faltung kommt zustande durch Umkristallisation von Quarz und Muskowit (Anreicherung von Quarz in den Faltenseiteln, von Muskowit in den Schenkeln). Jüngere unwichtige Knitterfalten treten auf. Während der ersten Schieferung wurden alle Mineralien gut eingeregelt. Das Wachstum von Biotit-, Calcit- und Epidot-Porphyroblasten ist vor der zweiten Faltung abgeschlossen. Nur Chloritporphyroblasten scheinen nach der zweiten Faltung gebildet worden zu sein.

Bei der Untersuchung der Konglomeratgneise des Perms haben wir bereits erkannt, dass Gesteine, welche den gleichen Beanspruchungen unterlegen sind, die Spuren davon je nach ihren mechanischen Eigenschaften verschieden gut bewahrt haben. Es war daher anzunehmen, dass sich die alpine Beanspruchung auf die verschieden gebauten und aus verschiedensten Gesteinen bestehenden Teilbereiche des hercynischen Massivs erst recht verschieden auswirken musste.

Eine grosse Erschwerung bildet das Fehlen von alpinen Porphyroblasten in alpinmetamorphen Altkristallin-Gesteinen. Sie fehlen selbst in Areal 1, dessen Gesteine genau dieselben alpinen Gefügeelemente wie die Phyllite der Urseren-Zone aufweisen.

Wir finden aber im untersuchten Altkristallin alle alpinen Gefügeelemente der Phyllite wieder, wenn auch nur selten alle miteinander.

Die *erste Schieferung*, am sichersten erkennbar durch das steil ostfallende *Linear* L_1 , ist sehr ausgeprägt in den Arealen 1 und 4 ausgebildet sowie auch an Scherzonen innerhalb von Areal 8. Ich zweifle nicht daran, dass auch die dominierende Schieferung in Areal 2, obschon ihr das typische Linear meist fehlt, die erste alpine ist. Eigenartigerweise ist aber gerade in Areal 2 die Dehnung in der Streckungsrichtung L_1 in Form der Boudin-Bildung an hellen Lagen (z. B. Aplitgängen, s. Fig. 17) sehr ausgeprägt.

Es ist schwierig, die Klüfte den verschiedenen Beanspruchungen zuzuordnen. In Areal 2 sind die häufigen, steil nordostfallenden Querklüfte, die sicher älter sind als das vertikale Quarzgangsystem, wahrscheinlich der ersten Schieferung zuzuordnen. Das mittelsteil nach Nordwesten fallende Quarzgangsystem, das immer in relativ massigen Gesteinen auftritt, ist am ehesten eine Folge der Dehnung in L_1 (= erste Streckung).

Bei mehreren Zonen mit Scherfaltung ist man nicht sicher, ob man hier erste (alpine) Falten vor sich hat, das heisst Falten, in denen durch die erste Schieferung ältere Vorzeichnungen verfaltet werden, oder ob es sich um wiedergefaltete erste Schieferung handelt. In Fig. 44 ist sehr wahrscheinlich ersteres der Fall, in Fig. 45 letzteres.

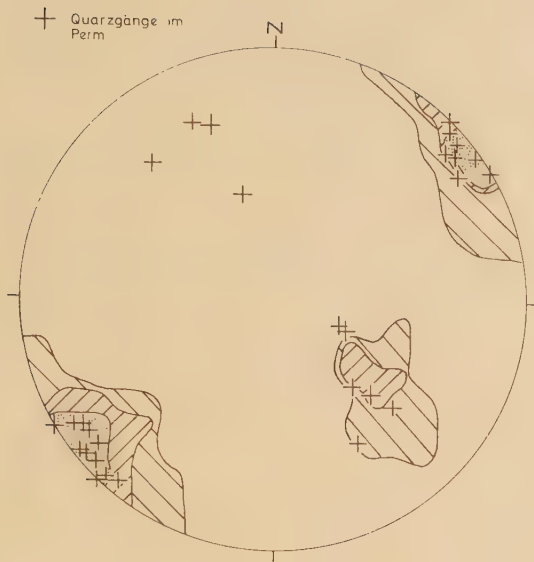


Fig. 48. Darstellung aller gemessenen *Quarzgänge*
Kurvendiagramm: 143 Quarzgänge im Altkristallin.
Umrisse 10, 5, 2 % pro 1 %-Fläche. Mit Kreuzen sind
die in den Konglomeratgneisen der Urseren-Zone einge-
messenen Quarzgänge eingetragen

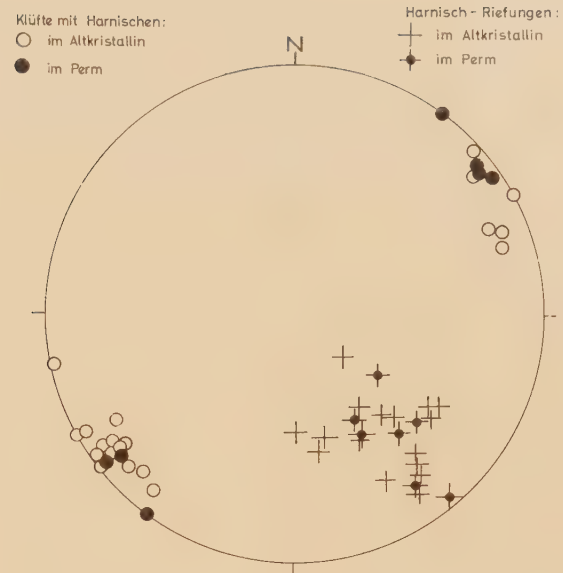


Fig. 49. Klüfte mit Rutschharnischen

Die *zweite Schieferung* und die *zweite Faltung* sind sehr schön in den Arealen 1 und 2 ausgebildet. In intensiv geschieferten Gneisen von Areal 2 kann die Entstehung der zweiten Schieferung gut beobachtet werden: Auf der steil südostfallenden s_1 -Fläche bilden sich im ersten Stadium steil nordfallende s_2 -Flächen, und zwar solche mit antithetischem Versetzungssinn (das heisst der nach Nordwesten gerichteten Gesamtrotation entgegengerichtet). Bei zunehmender Rotation werden die s_2 -Flächen in die Vertikale rotiert (synthetisch), und es entstehen neben den B_2 -Fältchen im Millimeterbereich solche im Dezimeterbereich mit kurzen Nordwest- und langen Südost-Schenkeln. Bei noch weitergehender Rotation entstehen nordwestvergente zweite Falten, wo auch s_2 -Flächen mit synthetischem (das heisst die Gesamtrotation unterstützenden) Versetzungssinn auftreten. Solche Falten findet man nur selten (in Zonen stärkster Beanspruchung). Senkrecht auf den B_2 -Faltenachsen stehen die Quarzgänge des vertikalen Systems. In Fig. 48 sind alle Messungen an Quarzgängen im untersuchten Gebiet zusammengestellt. Man erkennt, dass die Quarzgänge sehr konstante Lage besitzen, unabhängig davon, ob sie im Perm der Urseren-Zone oder im Altkristallin auftreten. Die Quarzgänge, die ohne Zweifel B_2 als ac-Klüfte zugeordnet sind, treten selbst dort auf, wo keine zweite Schieferung oder zweite Faltung vorkommt (zum Beispiel in Areal 8). Es muss hier festgehalten werden, dass im Gebiet nördlich Naters nur sehr selten klassische, offene Zerrklüfte mit gut ausgebildeten Mineralien angetroffen wurden.

Jünger als s_2/B_2 sind vier Verformungen, deren gegenseitige Altersbeziehung vorderhand unbekannt ist:

1. In Areal 2 beobachtet man gelegentlich mittelsteil südostfallende Scherflächen, an denen stets das höhere Gesteinspaket relativ nach Nordwesten bewegt worden ist.
2. In den südlichsten Altkristallin-Arealen 2 und 8 sowie in den Konglomeratgneisen des Perms sind an den Quarzgängen des vertikalen Systems nachträglich Verstellungen erfolgt (Fig. 49). Die Rutschstreifen auf den Kluftwänden fallen meist mit $40-50^\circ$ nach Südosten. Wo ein Bewegungssinn festgestellt werden kann, ist stets das nordöstliche Gesteinspaket nach Nordwesten oben bewegt worden.

3. In den Phylliten des Perms der Urseren-Zone tritt eine dritte Schieferung im Anfangsstadium auf, welche annähernd dieselbe Raumlage hat wie die steilen Quarzgänge. Paarweise auftretend, bewirken diese s_3 -Flächen im Schnitt mit s_1 eine Knitterfaltung mit steil ostfallenden Achsen. Die Knickung der Schieferung zwischen den zwei zusammengehörenden s_3 -Flächen zeigt, dass das nordöstliche Gesteinspaket relativ nach Nordosten bewegt worden ist.

Vielleicht stellen die Bewegungen 2 und 3 die Folge derselben Beanspruchung in verschiedenen Gesteinen dar. Auffallend ist jedenfalls, dass die Ebene der Verschiebung und der Relativsinn übereinstimmen.

4. Nur an wenigen Stellen in den Phylliten der Urseren-Zone konnte eine weitere Knitterfaltung beobachtet werden:

Die «s-Flächen» fallen mittelsteil nach Norden, und die Knickung ergibt einen Relativsinn der Bewegung «Hangendes nach Norden abwärts».

Die Abtrennung eines *alpin metamorphen Mineralbestandes* gegenüber einem voralpinen gelingt im Altkristallin nicht überall. Am klarsten ist der Fall dort, wo alpine Schieferungen festgestellt sind, mit denen Re- bzw. Umkristallisationen von Mineralien verknüpft sind (zum Beispiel in den Quarzporphyren des Areals 4 oder in Zerrissen von Einlagerungen in Areal 2). Der so ermittelte alpin kristallisierte Mineralbestand ist derselbe, den wir aus den Phylliten der Urseren-Zone kennen, nämlich:

Quarz, Albit/Oligoklas, Epidot/Zoisit, Muskowit-Serizit, grüner Biotit, Chlorit und Calcit.

Dazu kommen typische *alpine Umwandlungen voralpiner Mineralien*:

- die *Schachbrettabitisierung* von Kalifeldspäten (bei Zerschörung sehr ausgeprägt)
- die *Serizitisierung von Kalifeldspäten* (nur bei Zerschörung)
- die *Umwandlung von Amphibol in gelben Biotit* (ohne sichtbare alpine Beanspruchung)
- die *Umwandlung von Amphibol in grünen Biotit und Klinochlor* (bei Zerschörung)
- die *Saussuritisierung von Plagioklas*; die Dichte der Serizit- und besonders der Klinozoisit-Füllung richtet sich nach der ursprünglichen Basizität des Plagioklas (in zerscherten und in Gesteinen ohne sichtbare Spuren alpiner Tektonik).

Eine Fortsetzung der Metamorphose nach der Zersetzung scheint eine Sammelkristallisation der Einschlüsse zu bewirken (Areal 3).

- Eine *Ausscheidung von Sagenit-Rutil, Epidot und Titanit aus rotbraunem Biotit* (in verschieferten und unbeanspruchten Gesteinen). Später erfolgt oft eine Selbstreinigung, indem die Einschlüsse an den Rand des Biotits hinausgedrängt werden.
- Die Chloritisierung voralpiner und alpiner Biotite.

Der alpin neugebildete Biotit ist in der Urseren-Zone und generell auch im Altkristallin grün. Es sind aber besonders im Nordteil von Areal 2 wahrscheinlich alpine, einschlussfreie, braune Biotite gefunden worden.

Die Zersetzung von Biotit und Plagioklas in Gesteinen ohne sichtbare Spuren alpiner Tektonik zeigt, dass offenbar das ganze Massiv während der alpinen Gebirgsbildung erwärmt wurde.

5. Einordnung der Resultate in einen grösseren Rahmen

Es soll hier versucht werden, die im Gebiet nördlich Naters erzielten Resultate mit Hilfe von Literaturstudien und eigenen Beobachtungen in einen grösseren Rahmen zu stellen; im Vordergrund steht dabei die Einordnung in die kinematische Geschichte des Aarmassivs. Die wesentlichsten Punkte sind in Tab. 4 auf S. 72 zusammengefasst.

5.1 Die Zeit vor dem Eindringen des Zentralen Aaregranits

Als eines der wichtigsten Resultate im engeren Arbeitsgebiet ist wohl die Feststellung der Existenz eines alten Gebirgsbaues zu werten; besonders interessant ist dabei die Tatsache, dass der Baustil erheblich von dem abweicht, was man aus der Literatur als das Strukturbild des Aarmassivs herauslesen kann.

Man wusste zwar seit langem, dass das Aarmassiv in seiner heutigen Form das Produkt mehrerer Gebirgsbildungen darstellt. Hingegen wirkte es wohl stets etwas verwirrend, dass alpine und offensichtlich ältere Leitlinien (wie Karbonmulden und Granitkontakte) dieselbe NE-SW-Orientierung besaßen. Das war wohl auch der Grund, weshalb nur wenige Forscher versuchten, voralpine Gefüge von alpinen abzutrennen. Die wenigen Versuche sind um so höher zu werten:

ALBERT und ARNOLD HEIM (1917) haben am Scheidnössli bei Erstfeld Strukturen im Erstfelder Gneis als voralpin erkannt. ALBERT HEIM beschreibt die Fältelung des Erstfelder Gneises; die Achsen der Fältchen weichen von denjenigen der darüberliegenden alpinen Falten um 30–60° gegen Norden ab. Er zieht den Schluss:

«Die allgemeine Verbreitung der Fältelungen, ihr Vorhandensein in dem autochthonen Gneissblock unter dem Scheidnössli-Kontakt bis zur Talsohle, wie auch hoch darüber in der überschobenen Gneissmasse, ihre Unabhängigkeit von den Sedimentfalten und übrigen alpinen Dislokationslinien, bestätigt, dass die Fältelungen nicht durch die tertiäre Gebirgsstauung entstanden sein können.»

ALBERT HEIM hat in all seinen Arbeiten betont, dass er die Wirkung der alpinen «Stauungsmetamorphose» im Aarmassiv als sehr gross betrachte.

«Aber am Scheidnössli, gewissermassen im toten Winkel hinter der Schwelle des Aarmassives geschützt, ist ein Stück Erdrinde mit klarer, einfacher Diskordanztransgression des mesozoischen Sedimentmantels über prätriasischer Abwitterungsfläche, ohne Störung der gegenseitigen Lagerung, in ursprünglicher Form intakt geblieben. Vergeblich suchen wir innerhalb dieses Stückes nach Rutschflächen, nach Myloniten, nach Faltung, nach Dislokationsmetamorphose. Der Haldeneggklotz erinnert an ein Kind, das von Pferd und Wagen überfahren worden ist, aber unverletzt hinter dem Wagen wieder zum Vorschein kommt. Es ist ein Erdrindenstück mit bloss alter Geschichte des Alpengebietes, dem die tertiären Ereignisse keine Deformationen aufgezwungen haben...»

Nach ALBERT HEIM hat kein Bearbeiter des Aarmassivs dieses Nebeneinanderexistieren eines alten und eines alpinen Baustils derart klar und zwingend beschrieben.

MORGENTHALER (1921, p. 192) ist bis jetzt der einzige, der im Aarmassiv ein grösseres Areal voralpiner Gesteine aufgefunden und beschrieben hat. Er erwähnt von der Sustenpasshöhe Amphibolite und Kalksilikatfelse, «... so mächtige und so deutlich nichttertiärstreichende Schieferzüge, dass wir geradezu von einer Relikttektonik, einem Palimpsest-Gebirge sprechen möchten...». Auch weiter östlich im Meiental finden sich nach ihm «... deutliche Spuren dieses alten, stark nach Norden streichenden Gebirges». MORGENTHALER unterscheidet eine «*tertiäre Streichrichtung*» von N 80–85 E und eine «*nichttertiäre*» von N 10–15 E.

Schliesslich schreibt HUTTENLOCHER (1951, p. 354) im schon zitierten Bericht über eine Exkursion in das in dieser Arbeit näher untersuchte Gebiet:

«Die Migmatisation selbst verlief vielphasig und erzeugte Gneisstrukturen, die nicht in allen Fällen mit den späteren alpinen konform verlaufen (gute Aufschlüsse am Kelchbach bei Ahorn). Selbst die für das Aarmassiv typische Verschuppung im Gross- und Kleingefüge hat diese Beziehung nicht auszuwischen vermocht.»

Bei dieser wertvollen Feststellung ist HUTTENLOCHER wohl in der Lokalisationsangabe ein Fehler unterlaufen: am Kelchbach bei Ahorn gibt es weder gute Aufschlüsse noch von den alpinen abweichende Gefüge. Vermutlich sollte es heissen: «am Kelchbach bei Moos».

Die von EUGSTER (1951) beschriebenen, Nord-Süd streichenden sedimentären Gefüge fallen hier nicht in Betracht, weil sie eindeutig jünger sind als die Bildung der Gneise.

Schliesslich seien hier eigene Beobachtungen aus dem Aarmassiv aufgeführt:

- a) Vom Übergang aus dem Val Russein auf den Hüfifirn, der *Fuorcla Val Pintga*¹⁾ sind Amphibolit-migmatite beschrieben (EUGSTER, 1951, p.55). Ein Amphibolgneis, der stellenweise in einen Chloritgneis umgewandelt ist, ist verfaltet. Die Faltenachsen fallen mit 10 bis 30° nach Südosten. Sehr instruktiv ist die Tatsache, dass unmittelbar nördlich verfaltete helvetische Sedimente anstehen, deren Faltenachsen mit 5 bis 10° nach ENE fallen!
- b) Nordöstlich des Überganges vom Val Milà ins Etlital, *oberhalb der Mittelplatten*, sind an einem Aufschluss von ca. 10 × 20 m verfaltete Amphibolite und Hornblendite zu beobachten²⁾. Wir befinden uns in der «Schollzone nördlich der südlichen Granite» von HUBER (1948). Die Faltenachsen fallen flach (10, maximal 30°) nach Südwesten. Es handelt sich um eine Scherfaltung. Sie ist voralpin: Gänge aplitischen Gesteins folgen den Scherflächen in den Achsenebenen.
- c) Von Herrn Professor HÜGI wurde ich angeregt, im Lötschental vergleichende Untersuchungen durchzuführen. Er hatte im Verlaufe von geologischen Aufnahmen für Blatt Kippel Nord-Süd-Strukturen im prä-gasterngranitischen Kristallin beobachtet und kartiert. Ich besuchte daraufhin die Gegend der Lauchern-, Hocken- und Kummenalp. Eine detaillierte Beschreibung der hochinteressanten Gesteine würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen und wird deshalb für später vorbehalten. Meine bisherigen Beobachtungen seien aber kurz zusammengefasst: Zwei Kristallinblöcke sind dort durch einen alpin eingeschuppten Sedimentkeil getrennt (siehe auch COLLET et al., 1945, p.22/23). Der südöstliche Block (am besten aufgeschlossen am Arbenknubel) besteht zu einem grossen Teil aus Amphiboliten, deren Stoffbänderung meist flach nach Südosten fällt (vgl. HÜGI, 1947, p.285). Die Faltenachsen und die Stengel der gut eingeregelter Amphibole fallen flach nach Südwesten oder Nordosten. Eine alpine Verschiebung verwischt die alten Gefüge teilweise. Im nordöstlichen Block (nordöstlich des Arbenknubel) findet man einen isoklinal gebänderten Komplex von Gneisen und Amphiboliten mit der mittleren Orientierung 75/50. Es treten mit 30 bis 50° nach Südosten fallende Lineargefüge auf: Faltenachsen im Millimeter- bis Meterbereich, Glimmer- und Amphibolstriemungen.

Aus den angeführten Beobachtungen und Zitaten geht hervor, dass es im Aarmassiv einen voralpinen Baustil gibt, der an recht vielen Stellen erheblich vom «alpinen» oder «tertiären» Streichen abweicht, das seinerseits aber keineswegs an tertiäre Ereignisse gebunden ist (s. S. 64 und 67).

Eine Gegenüberstellung der gemessenen alten Faltenachsen aus dem Gebiet nördlich Naters (Fig.50) und solchen aus dem übrigen Aarmassiv (Fig.51)³⁾ zeigt trotz der Lückenhaftigkeit der Untersuchungen, dass offenbar gewisse Richtungen bevorzugt sind: Neben einem auffallenden SW- bzw. SSW- und dem ungefähr in der gleichen Ebene liegenden NE-Fallen trifft man nicht selten SE-Fallen an.

Werfen wir einen Blick auf die *anderen Massive der Zentralalpen*. Auch dort ist von zahlreichen Forschern immer wieder festgestellt worden, dass die Gesteine, vor allem die Gneise, Relikte voralpiner Gebirgsbildungen darstellen. Ich werde nur Arbeiten zitieren, in denen versucht wurde, diesen alten Bau räumlich zu erfassen.

OULIANOFF (1947) gibt für das *Aiguilles-Rouges-Massiv* und für das *Mont-Blanc-Massiv* drei Richtungen an, die drei verschiedenen Gebirgsbildungen zugeordnet sind. Für eine ältere Faltung («plissement

¹⁾ Landeskarte 1: 25 000, Blatt 1193 Tödi: Koord. 708 55/184 85, 2827 m ü.M.

²⁾ Landeskarte: 1: 50 000, Blatt 256 Disentis, Koord. 698 15/173 85, 2360 m ü.M.

³⁾ ALBRECHT STECK stellte mir für Fig.51 Werte von Faltenachsen zur Verfügung, wofür ihm bestens gedankt sei.

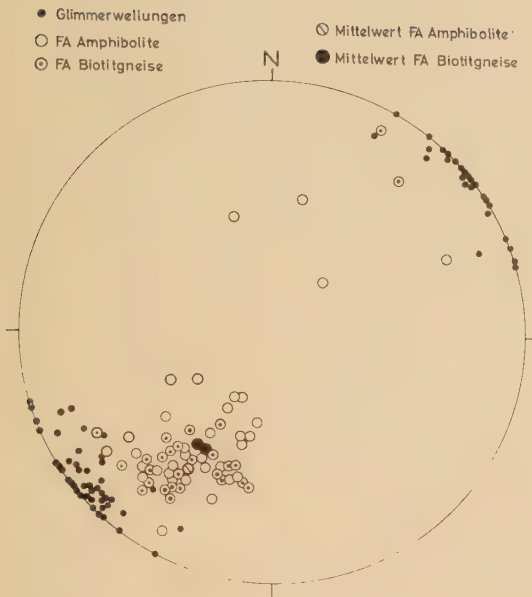


Fig. 50. Faltenachsen der Region nördlich Naters

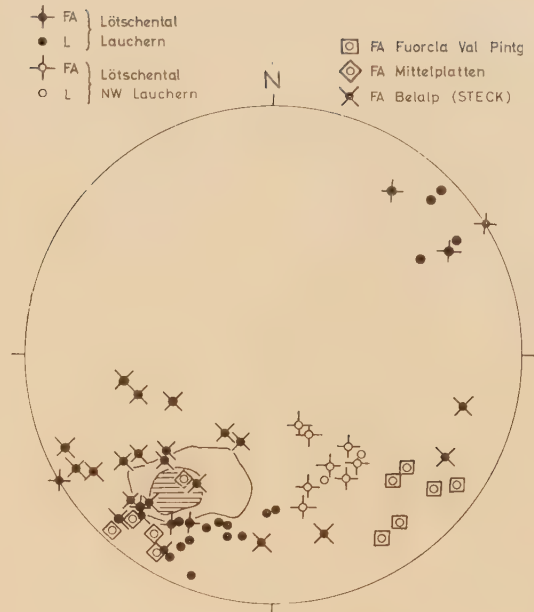


Fig. 51. Voralpine Faltenachsen und Lineare aus dem Aarmassiv. Eingetragen sind die 20 % und 10 %-Umrise der voralpinen Faltenachsen aus Fig. 50, aus der Region nördlich Naters

ancien») ist es die Nord-Süd-Richtung, für die hercynische N 20–30 E und für die alpine Nordost. BELLIÈRE (1957/58) deckt für den *französischen Teil des Aiguilles-Rouges-Massivs* die Dominanz der ältesten Nord-Süd-Richtung klar auf. Er nimmt an, dass die heutige Bänderung nichts anderes sei als die steilgestellte Schichtung einer Sedimentserie, der eine jüngere Migmatisation nicht viel anzuhaben vermochte. KRUMMENACHER (1959, p.241) erwähnt, dass im *schweizerischen Aiguilles-Rouges-Massiv* östlich der Rhone eine grosse Amphibolitlinse im Zentrum eine Streichrichtung von N 10 E aufweist, während die umgebenden Migmatite der Série de Fully im Durchschnitt N 60 E streichen. Die Orientierung der Amphibolitlinse sei diejenige des Gesteins vor der Migmatisation gewesen. KRUMMENACHER (1959, p.240 und Fig.17) macht darauf aufmerksam, dass die Faltung in der Série des Aiguilles Rouges *vorwestphalisches Alter* hat: die ihrerseits später verfalteten Sedimente des Westphalien liegen diskordant auf verfalteten Gneisen.

Aus dem *Tavetscher Zwischenmassiv* beschreibt KVALE (1957, p.411–413, Fig.10 und 11) voralpine Faltenachsen, die mit 50 bis fast 90° nach NE oder ENE einfallen; Strömungen fallen mit 10 bis 60° in dieselbe Richtung.

E. NIGGLI (1944, p.122) hat klar formuliert, dass im Innern des *nordöstlichen Gotthardmassivs* der «alte, hercynische Massivbau durch die alpine Gebirgsbildung kaum wesentlich deformiert worden ist». Vom allgemeinen Massivstreichen abweichende Planargefüge (N 20–40 E) erwähnt er aus der Umgebung des Medelser Granits; in Tafel I sind am Südrand des Kartenblattes unweit westlich der Alp Nalps ebenfalls Planartexturen dieser Orientierung eingezeichnet.

Im *Nordteil des Gotthardmassivs* findet man nach KVALE (1957, p.413/414, Fig.13 und 14) voralpine Strömungen, Wellungs- und Faltenachsen, die mit geringen Fallbeträgen nach NE bis ENE einfallen. Aus dem *südwestlichen Gotthardmassiv* erwähnt HAFNER (1958, p.296) alte «fremdartig» orientierte Falten in Amphiboliten in der Cavanna-Serie. Nach Fig.2 auf p.301 fallen sie mit 40 bis 60° nach Westen bis Nordwesten. Ihr Alter ist unbestimmt. STEIGER (1962, p.486) beobachtet in der Prato-Serie und der Corandoni-Zone steil westfallende Falten in Amphiboliten und lokal parallel dazu orientierte Amphibolstengel. Diese Gefüge seien «dem südlichen Gotthardmassiv an sich fremd. Sie mögen reliktsch sein und einer älteren voralpinen Metamorphose angehören.»

Ich versuchte, auf Grund der Gefüge in diesen ältesten, meist basischen Gesteinen eine *Altersabfolge der petrogenetischen Vorgänge der Zentralmassive* aufzustellen. Ich muss ausdrücklich festhalten, dass es sich dabei um eine Arbeitshypothese handelt, welche die Basis weiterer Untersuchungen bilden soll.

1. Eine älteste Strukturanlage hat eine generelle Nord–Süd-Richtung. Sie ist am besten im Aiguilles-Rouges-Massiv erhalten, wo sie im französischen Massivteil und in der Série des Aiguilles Rouges dominiert und in der Série de Fully in Relikten erhalten ist. Im Aarmassiv entsprechen ihr die Nord–Süd gerichtete isoklinale Serie nördlich des Sedimentkeils im Lötschental und die dort auftretenden SSE- bis SE-fallenden Faltenachsen und Lineare, die Nord–Süd streichenden Gesteine der Sustenpasshöhe sowie Areal 6 im Gebiet nördlich Naters und vielleicht die verfalteten Amphibolite der Fuorcla Val Pintga.

2. In einer zweitältesten Phase wurden, verbunden mit einer mesozonalen Metamorphose, Gneise und Amphibolite verfaltet. Typisch ist das Auftreten von Faltenachsen, die bei sehr verschiedenen Fallbeträgen Tendenz zu NE–SW-Achsenstreichen haben. Hierhin gehören die Amphibolite von Areal 5, vielleicht auch die Biotit-Gneise von Areal 7 und 8, dann die Amphibolite des südöstlichen Blocks im Lötschental und diejenigen der Mittelplatten, sowie die Faltenysteme aus dem Tavetscher Zwischenmassiv und dem nördlichen Gotthardmassiv.

Man könnte diese Vereinheitlichung des Achsenstreichens (in der «alpinen Richtung»!) als einen ersten Schritt gegen die «hercynische Gleichrichtung» der Massive zu betrachten, auf die STAUB (1956, p.304, Fig.1) hingewiesen hat. An der Darstellung von STAUB ist übrigens auffallend, dass die ältere Nord–Süd- bzw. die NNW–SSE-Richtung ganz ausgeprägt auftritt, obschon er nicht auf die alten Richtungen in den Altkristallinkomplexen eintritt.

3. Durch Versenkung in tiefere Krustenteile oder infolge Aufsteigen eines Wärmedoms wurden die vorliegenden Gesteine migmatisiert, teilweise plastisch verformt und von granitoidem Material durchadert. Die Erscheinungsform dieser Migmatisation ist im Aarmassiv, im Aiguilles-Rouges- und im Gotthardmassiv so ähnlich, dass wir annehmen müssen, es handle sich um denselben Vorgang regionalen Ausmasses. Dass die Wirkungen lokal so verschieden sind, stört uns weiter nicht. Abgesehen von der ganz unterschiedlichen Widerstandsfähigkeit verschiedener Gesteine haben wir ja beobachtet, dass die Durchbewegung eine sehr wichtige Rolle spielt.

Nach KRUMMENACHER (1959) war die Migmatisation zweiphasig. Zuerst entstanden die Migmatite der Série des Aiguilles Rouges, die er ohne weiteres mit der «*Série Erstfeld–Lötschen*» (also der gesamten Schieferhülle) korreliert. Durch das Aufsteigen einer Migmatitfront wurde in einer zweiten Phase die Série de Fully gebildet, die KRUMMENACHER auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit der «*Série Lauterbrunnen–Innertkirchen*» gleichstellt.

Wann wurde im Aarmassiv die «alpine» NE–SW-Richtung erstmals angelegt? Die Frage kann heute erst für wenige Gebiete beantwortet werden. Nördlich Naters finden wir als ältestes ein System von Neosomgängen dieser Orientierung. Im Gebiet nördlich der Belalp ist nach STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung) die Faltung der Gneise und Amphibolite teilweise isoklinal, so dass diese beim vorherrschenden südwestlichen Axialgefälle NE–SW streichen.

Vielleicht hat später eine Schieferung oder Bruchbildung dieser Orientierung im Aarmassiv diese Richtung noch mehr akzentuiert. Auf jeden Fall sind der *Zentrale Aaregranit und seine Aplitgänge* Spalten solcher Orientierung gefolgt. Auf die grosse Wichtigkeit der NE–SW-Richtung im hercynischen Gebirgsbau des späteren alpinen Raumes hat STAUB (1956) hingewiesen.

OULIANOFF (1944, 1947) hat andere Ansichten über das Aarmassiv. Vom Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massiv ausgehend, versucht er zu beweisen, dass auch im Aarmassiv gewisse Richtungen bestimmten Gebirgsbildungen zugeordnet sind. So glaubt er an die Existenz zweier Nord–Süd gerichteter Massive im Karbon, nämlich Mont-Blanc-Massiv, Aiguilles-Rouges-Massiv und Vogesen im Westen und Aarmassiv, «Gasternmassiv»¹⁾ und Schwarzwald im Osten.

¹⁾ Die Bezeichnung «Gasternmassiv» ist unzweckmässig; keinerlei Gründe rechtfertigen eine derartige Abtrennung des Gasterngranits vom übrigen Aarmassiv.

Wenn solche Zusammenhänge mit Massiven im Norden existierten, was nicht unwahrscheinlich ist, dann sicher wesentlich vor dem Karbon. Wenn OULIANOFF (1944, p.33) schreibt: «... *l'orientation de la structure ancienne ne coïncide aucunement avec celle de l'édifice alpin*», ist ihm voll und ganz beizupflichten, was den alten Bau des Massivs anbelangt. Es steht aber doch ausser Zweifel, dass die hercynischen Granite wie der Gastern-, Innertkirchen- und der Zentrale Aaregranit eine primäre NE–SW-Orientierung besitzen und so die Dominanz der «alpinen» Richtung zum Zeitpunkt ihres Entstehens eindrucklich beweisen. OULIANOFF (1947, p.45) geht aber so weit, dass er selbst das hercynische Alter und die primäre NE–SW-Orientierung des Zentralen Aaregranits ablehnt. Er nimmt an, dass der Granit in einer älteren Phase («calédonien?») mit Nord–Süd-Orientierung eingedrungen sei und erst in der Alpenfaltung im Tertiär in unzähligen Schuppen mit alpinem Streichen emporgepresst worden sei. Die Beobachtung vieler NE–SW gerichteter Primärkontakte widerlegt diese Theorie.

Eine Unbekannte habe ich bei der Diskussion der Entstehung des Massivs, wie es bei der Intrusion des Zentralen Aaregranits vorlag, vernachlässigt. Es ist die *Genese der Augengneise*, dieser für das südliche Aarmassiv so wichtigen Gesteine. Man wird sich im Felde und beim Studium der Literatur bewusst, dass es sich bei der Deutung dieser Genese um ein schwieriges Unterfangen handelt. Es sollte sich einmal jemand nur mit den Augengneisen abgeben, sie über ein grosses Gebiet systematisch vergleichend untersuchen und vor allem die Beziehung zur Migmatisation genau studieren. Einige Zitate der besten Kenner dieser Gesteine, HUTTENLOCHER und ZBINDEN, sollen die Problematik kurz beleuchten:

HUTTENLOCHER (1933, p.284):

«... die frischen Steinbrüche halbwegs zwischen Baltschieder und der Rhone an der Strasse Visp–Baltschieder und in der Nähe bei Erb weisen darauf hin, dass die Augengneise nicht in allen Fällen metamorphe granitporphyrische Gesteine darstellen, sondern dass in ihnen ebenso wohl feldspatisierte Produkte vorliegen können. Der innige Wechsel zwischen feldspatarmen und glimmerreicheren, aplitischen und an Feldspatäugen reichen Lagen und Bändern ist ein zu inniger, als dass als Ausgangsprodukt ein porphyrischer Granit angenommen werden kann. Dessen Abwesenheit möchte ich indessen nicht völlig verneinen; zweifellos sind in diesen metamorphen hochsauren Gneisen Konvergenzerscheinungen möglich.»

HUTTENLOCHER (1942, p.382):

«Zu beachten ist ferner, dass die alpine Rekonstruktion von N nach S recht beträchtlich zunimmt, so dass im S die rekonstruierten Grundgewebe eines kalifeldspatisierten Sedimentgneises und eines porphyrischen Orthogneises völlig gleich aussehen.»

HUTTENLOCHER (1947, p.107):

«Weite Areale der südlichen Gneise werden von Augengneisen eingenommen, deren geologisches Auftreten schon meistens auf sedimentäre Herkunft hinweist und deren Augen in der Regel oft weitgehend albitisierte Mikroklinporphyroblasten darstellen. Die Verwachsungsbeziehungen des Mikroklin, in welchem Grundgewebemineralien wie Plagioklas, Quarz, Muskowit, Biotit, alle mit gerundeter, korrodierter Gestaltung eingebettet liegen (Bild 27) und die Begrenzung des Wirtsminerals mit seinen Ausbuchtungen in die Grundmasse, bestärken die Ansicht über die porphyroblastische Genese der Mikrokline.»

In der Anmerkung hiezu:

«Dass gewisse grossaugige Alkalifeldspatgneise ausgewählte porphyrische Granite repräsentieren könnten, ist von uns auch vielfach in Erwägung gezogen worden. Die beträchtliche Mächtigkeit des Auftretens (nicht Mylonitzone) und wieder die Verbandsverhältnisse innerhalb des Gesamtschieferkomplexes sprechen gegen den ursprünglichen Granitporphyr. Nicht genug kann in der Petrographie die Tatsache der Konvergenzerscheinungen in Rechnung gezogen werden.»

ZBINDEN (1949, p.270):

«Es ist durchaus möglich, dass es sich zum Teil um die Überreste alter Sedimente handelt. Einen sicheren Beweis dafür fand aber der Verfasser nicht.»

Auf der nächsten Seite wird ein grobporphyrischer Granitgneis mit eindeutigem Eruptivcharakter beschrieben.

Denselben zwiespältigen Charakter wie diese Zitate tragen auch meine Resultate. In Areal 3 ist man an mehreren Stellen überzeugt, Eruptivkontakte zu sehen. In Areal 4 sind die Kontakte ähnlicher Gesteine so unscharf und die Einlagerungen so zahlreich, dass man die Bildung solcher Gesteine in ein tieferes Stockwerk der Erdrinde verlegen möchte, wie das bereits SWIDERSKI (1919a, p.50) getan hat. Sedimentäre

Strukturen, wenn sie je vorhanden gewesen sind, wären völlig verwischt. Das Fehlen von «Augen» in gewissen Partien ist jedenfalls kein Argument für Paracharakter: die völlige Verglimmerung der Feldspäte schon bei verhältnismässig geringen tektonischen Beanspruchungen lässt sich überall beobachten und ist auch ZBINDEN (1949, p. 234) aufgefallen.

Die Entstehung der Augengneise ist am ehesten in die Zeit zwischen der Migmatisation (Einschlüsse von migmatisierten Amphiboliten) und der Intrusion des Zentralen Aaregranits (Aplitgänge) anzusetzen.

Auf die grosse Ähnlichkeit des Gneises mit den Mikroklinen mit orientierten Plagioklaseinschlüssen mit dem «*porphyrischen, südlichen Aaregranit*» von HUBER (1948, p. 572) wurde ich im Val Giuv aufmerksam. HUBER erwähnt speziell auch die orientiert eingewachsenen Plagioklase. Der südliche Aaregranit ist nach ihm jünger als der Giuv-Syenit (dessen Alter unbestimmt ist). Kontakte mit dem Zentralen Aaregranit fehlen.

Ich habe absichtlich bis jetzt nichts über *Versuche absoluter Datierung* ausgesagt. Durch das Fehlen stratigraphischer Bezugshorizonte vorkarbonischen Alters war seit jeher der Phantasie der einzelnen Bearbeiter ein weiter Spielraum gegeben. Wir finden denn auch für die vor-aaregranitischen Orogenesen von «frühhercynisch» bis zu «archaisch» streuende Zeitangaben. Ich finde es im Zeitalter der «absoluten» radiometrischen Altersbestimmungen überflüssig, diese Vermutungen zu diskutieren. Wenn ich zu einer Arbeit Stellung nehme, dann nur aus dem Grund, weil auf die Schwierigkeiten aufmerksam gemacht werden soll, die in polymetamorphen Gesteinen mit dem Vergleich mit anderen, weit entfernten Massiven verbunden sind. STAUB (1948) glaubte im Grundgebirge der Alpen auf Grund des Metamorphosegrades die Äquivalente des dreigeteilten baltischen Grundgebirges zu sehen. Die epimetamorphen Casannaschiefer entsprächen dem Jotnium, eine liegende Marmorserie den kalevisch-jatulischen Gesteinsfolgen und das «Reich der höhermetamorphen Biotit- und Zweiglimmergneise», zu denen auch die Hüllgesteine des Zentralen Aaregranits gehören, dem archaischen Basalkomplex. Mit METZ (1952) muss dieser zweifellos faszinierende Vergleich abgelehnt werden, weil er auf dem Metamorphosegrad beruht. Schon eine Metamorphose vom Typus der alpinen hätte genügt, diese feinen Unterschiede, falls sie je bestanden hätten, auszulöschen.

Ich glaube, dass uns hier nur Altersbestimmungen mit Hilfe der Radioaktivität, basierend auf genauer Kenntnis der relativen zeitlichen Abfolge der gebirgsbildenden Vorgänge, weiterhelfen können. Nun scheint aber gerade die jüngste hier interessierende Zeit, nämlich diejenige der Intrusion der Aaregranite, im Aarmassiv eine Art Schwellenwert zu sein. WÜTHRICH (1963) untersuchte mit der Rb-Sr-Methode Gesteine aus dem Aarmassiv. Höchste Gesamtgesteins-Alterswerte von rund 300 Millionen Jahren fand er am Gasterngranit, am Mittagfluhgranit und am Zentralen Aaregranit. Sehr ähnliche Maximalwerte erhielt PASTEELS (1964) für U/Pb-Alter an Zirkonen aus dem Grimselgranit, dem Zentralen Aaregranit und dem Mittagfluhgranit. Nach der Altersskala von KULP (1960) entsprechen diese Alterswerte dem Unterkarbon. Das hercynische Alter¹⁾ der Aaregranite dürfte damit erwiesen sein.

WÜTHRICH gibt drei Werte von Gesteinen aus der Schieferhülle. Die Alter der Biotite aus dem *Erstfeldergneis* (298 ± 12 , 305 ± 12 , 170 ± 27 Millionen Jahre) stellen kaum das wahre Alter des Gesteins dar; ein Sr-Verlust infolge metamorpher Einflüsse ist hier sehr wahrscheinlich. Zur Abklärung der Alter verschiedener Gesteine der Schieferhülle sollten Gesamtgesteinsalter mit der Rb-Sr-Methode oder aber K-Ar-Alter an Amphibolen²⁾ und U/Pb-Alter an Zirkonen bestimmt werden.

K-Ar-Altersbestimmungen an Glimmern aus Gesteinen der Série des Aiguilles Rouges und der Série de Fully im Aiguilles-Rouges-Massiv durch KRUMMENACHER et al. (1960) ergaben Werte von 144 ± 3 bis 292 ± 4 Millionen Jahre. Die Autoren nehmen an, dass diese Biotitalter durch Ar-Verluste während der hercynischen oder alpinen Metamorphose zustande kamen. FAUL (1963) zeigte, dass Alter von 270–330 Millionen Jahren in Europa sehr verbreitet sind, und zwar in einer Zone, die von Südengland über Frankreich–Deutschland und die Schweizer Alpen ostwärts gegen den Kaukasus zieht.

¹⁾ Es sei noch einmal erwähnt, dass ich «hercynisch» im Sinne der französischen Forscher und als Synonym von «variszisch» oder «varistisch» verwende.

²⁾ Nach HART (1961) sind Amphibole besonders resistent gegen Aufheizung, d. h. sie verlieren ihr Ar wesentlich später als z. B. der Biotit.

In den letzten Jahren ist aber auch der Nachweis vorhercynischer Orogenesen in den Alpen gelungen. GRÜNENFELDER et al. (1964) zeigten mit U/Pb-Isotopenmessungen, dass im gotthardmassivischen Gurschen- und Streifengneis präkambrische Zirkonkristallisationen vorhanden sind. Ebenfalls an Zirkonen und mit derselben Methode fand PASTEELS (1964) vorhercynische Alter an Gneisen aus der Silvrettadecke.

So ist wenigstens eine vorhercynische Gebirgsbildung von präkambrischem Alter in den Alpen erwiesen.

5.2 Die Intrusion des Zentralen Aaregranits und die späteren hercynischen Ereignisse

Die Intrusion des Zentralen Aaregranits ist auch durch die radiometrischen Altersbestimmungen zeitlich nicht genau datiert. Man nimmt an, dass sie im Oberkarbon oder Unterperm erfolgt sei. Das Fehlen von Aaregranit-Geröllen in Karbon- und Permsedimenten besagt lediglich, dass der Granit zu jenem Zeitpunkt von der Erosion noch nicht freigelegt war. Über den Ablauf der Intrusion wird die Arbeit von A. STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung) erschöpfend Auskunft geben. Der Granit fand, wie schon erwähnt, bei seinem Eindringen eine gute Wegsamkeit vor in Form von annähernd parallelen Rissen oder Spalten, die seine Lage und die seiner Aplite bestimmten. Auch die in den Arealen 2, 3 und 8 vorkommenden Aplitgranitstöcke bis -platten weisen dieselbe NE-SW-Orientierung auf. Gleichaltrigkeit mit dem Zentralen Aaregranit lässt sich aber nur vermuten; sicher ist lediglich, dass die Aplitgranite jünger sind als die Migmatisation. Sie haben eine grosse Ähnlichkeit mit den «Aplitgranitgneisen» von ZBINDEN (1949, p. 230–233).

Das *Karbon* lagerte sich im Bereich des Aarmassivs wenig mächtig in intramontanen, flachen Wannen ab (BAER, 1959, p. 124). OULIANOFF (1944) versuchte auch aus der Lagerung eines Teils des penninischen Karbons Rückschlüsse auf die hercynische Richtung des Aarmassivs zu ziehen. Er beobachtete, dass eine annähernd Nord-Süd verlaufende Schichtung von der alpinen Schieferung schief überprägt wird, und nimmt die Existenz eines Karbonbeckens erheblicher Grösse zwischen zwei Nord-Süd gerichteten Massiven an. Dass dieser Schluss von Sedimentstrukturen auf das umgebende Altkristallin nicht zwingend ist, zeigt ein anderes Beispiel aus dem Aarmassiv: EUGSTER (1951, p. 119, Fig. 33) fand an vermutlich oberkarbonischen Sedimenten im Val Russein eine Nord-Süd streichende Schichtung. Alle umgebenden Gneise und Granite sind aber Nordost-Südwest orientiert.

Keile bzw. eingefaltete Pakete von Karbonsedimenten im Lötschental, im Tödigebiet und im Aiguilles-Rouges-Massiv belegen die Existenz einer *oberkarbonischen, postwestphalischen Faltungsphase*. Die permotriadischen Sedimente überlagern das verfaltete Karbon diskordant. Man weiss nicht mit Sicherheit, was diese Faltungsphase in den altkristallinen Gesteinen für Folgen hatte. A. STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung) hat aber eine sehr wertvolle Beobachtung gemacht: Während die Aplitgänge im Zentralen Aaregranit praktisch unregelmäßig sind, verlaufen die sicher jüngeren Quarzporphyre im Granit parallel zueinander wie diejenigen im Altkristallin. Die Quarzporphyre sind nach einer Schieferung oder Bruchbildung eingedrungen, die jünger ist als die Intrusion des Zentralen Aaregranits. Der Schluss liegt nicht fern, dass es sich um eine Beanspruchung des Massivs während dieser Faltung handelt. SIGRIST (1947, p. 77) und HÜGLY (1927, p. 55) beobachteten, dass die Quarzporphyre durch die steilgestellten Karbonzonen gegen die Oberfläche geleitet wurden. BAER (1959, p. 124) erklärt zwar, dass die Quarzporphyre diskordant vom Perm überlagert werden, also mit dem Karbon zusammen gefaltet worden seien. Wenn wir aber mit HUTTENLOCHER (1933, p. 289) annehmen, dass es sich bei den mit Sedimenten vorkommenden Quarzporphyren um Ergüsse in Becken handelt, ist diese Diskordanz auch erklärt. Es bleibt dann noch die Beobachtung BRÜCKNERS (1943, p. 40), der in klastischen Karbonsedimenten Quarzporphyrrümmer findet. Wenn er sowohl das Karbon als auch den Quarzporphyr richtig bestimmt hat, müssen wir zur Annahme greifen, die Förderung der Quarzporphyre habe eben über einen längeren Zeitraum angedauert.

Wahrscheinlich ist die Bruchzone südlich Blatten bei oben erwähnter Schieferung/Bruchbildung angelegt worden; ich schliesse das vor allem aus der relativen Häufung von Quarzporphyrgängen. BAER (1959, p. 127) hat solche *hercynischen Bruchzonen* beschrieben; diejenigen aus dem Aiguilles-Rouges-Massiv sind altbekannt.

Bei anderen Bruch- und Mylonitzonen im untersuchten Gebiet nördlich Naters ist wegen der Richtungskonvergenzen mit alpinen Störungen keine Alterszuweisung möglich.

Ebenso wenig lässt sich über eine *späthercynische Metamorphose* aussagen. Die Karbonsedimente sind nur schwach metamorph; bei ihrer Einfaltung ist es bei vorwiegend mechanischer Beanspruchung geblieben. KRUMMENACHER (1959, p.242) und BELLIERE (1957/58, p.145) sagen übereinstimmend aus, dass es späthercynisch im *Aiguilles-Rouges-Massiv* nur zu einer *Chloritisation* und *Serizitisierung* gekommen ist.

5.3 Die Ereignisse zwischen hercynischer und alpiner Orogenese

Im Perm lag das Aarmassiv zum grossen Teil über Wasser. Zahlreiche Forscher berichten über Stellen, wo die alte *permische Verwitterungskruste* von triadischen Sedimenten überlagert wird (z. B. HÜGLY, 1927, p.39; ROHR, 1926, p.3; CADISCH, 1953, p.131).

Die klassische Lokalität bleibt aber das *Scheidnössli* (ALBERT und ARNOLD HEIM, 1917). Über voralpin verfalteten Erstfeldergneis mit permischer Verwitterungsrinde transgrediert die marine Trias.

Später versank das Massiv langsam in die alpine Geosynklinale. Die Entwicklung der Sedimente vom Perm bis zum Taveyannaz-Sandstein im südwestlichen Aarmassiv wird von BAER (1959, p.126–135) ausführlich dargelegt. Vom Perm an traten persistente Brüche auf. Sie beeinflussten die Mächtigkeit und die Fazies der jüngeren Sedimente; die Sedimentation fand in NE–SW-Richtung langgestreckten Becken statt.

5.4 Die alpine Orogenese

Ich will hier versuchen, einen Überblick zu geben über die heute bekannten alpinen Veränderungen des hercynischen Aarmassivs. Die Untersuchungen sind noch sehr lückenhaft. Es kann daher hier keineswegs eine vollständige, umfassende Darstellung der alpinen Vorgänge gegeben werden, sondern erst eine Inventaraufnahme der heute bekannten Tatsachen. Auch die Korrelation mit alpinen Vorgängen ausserhalb des Massivs kann noch nicht eindeutig durchgeführt werden. Man ist sich sogar in den völlig alpin umkristallisierten Deckengebieten nicht einig über den Ablauf der alpinen Metamorphose, besonders was das Verhältnis Deformation/Metamorphose anbelangt. Eine rein thermische, posttektonische Metamorphose, wie sie eine Zeitlang postuliert wurde, darf wohl heute mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Hingegen sind auch in den letzten Jahren widersprechende Resultate publiziert worden: So nimmt CHATTERJEE (1961) für die penninischen Decken des Simplongebietes eine in bezug auf die erste und zweite Schieferung posttektonische Porphyroblastenbildung an; STEIGER (1962) und G. VOLL in NABHOLZ et al. (1963) hingegen zeigen, dass das Porphyroblastenwachstum vor Abschluss der Tektonik stattfand. Meine Beobachtungen bestätigen diejenigen der letztgenannten Autoren.

Die Untersuchung der Beziehung alpine Tektonik/alpine Metamorphose ist im Aarmassiv angesichts der niedrigmetamorphen Überprägung höhermetamorpher Gesteine erst recht schwierig. Es ist nur sehr selten zur Bildung von Porphyroblasten gekommen, die in den Phylliten der Urseren-Zone oder im südlichen Gotthardmassiv (STEIGER, 1962) das Zusammenspiel Kristallwachstum/Tektonik so schön erkennen lassen. Ich will daher hier Tektonik und Metamorphose getrennt behandeln.

Wir haben im Gebiet nördlich Naters gesehen, dass sich die *alpine Tektonik* gegenüber den Altkristallin-Gesteinen sehr selektiv verhält. Alpin stark durchbewegte Areale mit völlig überwältigtem voralpinem Bau liegen unmittelbar neben alpinktektonisch fast unbeanspruchten. Diese Selektivität ist mir bei allen Begehungen des Aarmassivs aufgefallen.

Es ist missverständlich formuliert, wenn NABHOLZ et al. (1963, p.756) einleitend schreiben: «Und schliesslich sind die Baustile¹⁾ nicht scharf getrennt, da die Massivgebiete völlig von der alpinen Orogenese überwältigt und durchbewegt wurden.» Von einer völligen Überwältigung insbesondere des Aarmassivs

¹⁾ Diejenigen der Decken und der Massive.

kann nicht die Rede sein. Hingegen findet man in gewissen Partien des Aarmassivs dieselben Gefügeelemente wie in den umgebenden jüngeren Sedimenten.

Weit verbreitet im Aarmassiv ist die *erste alpine Schieferung* (s_1) mit dem typischen steilen Linear (L_1). Die s_1 -Flächen fallen im allgemeinen recht konstant mit 65–80° nach Südosten bis Süden.

Grössere Gebiete mit intensiver erster Schieferung sind:

- die Umgebung von Blatten bei Naters (Areal 4)
- der Sedimentkeil der Sattlegi im Lötschental und die unmittelbar daran grenzenden Gneise und Amphibolite sowie viele Gesteine im Talgrund des Lötschentales
- die weitere Umgebung von Innertkirchen (Sustenpass, Triftgebiet)
- weite Areale des östlichen Aarmassivs, zum Beispiel das Querprofil Maderanertal–Sedrun.

Das sind wohlverstanden nur einige Beispiele, die ich aus eigener Anschauung kenne. Dazu kommen viele schmale Scherzonen in allen aarmassivischen Gesteinen. Man trifft sehr oft intensiv von s_1 zerschnittene Pakete gerade in der Nachbarschaft von alpin praktisch nicht durchbewegten Blöcken an. Dies drängt einem die Deutung auf, dass das Massiv unter der ersten alpinen Beanspruchung in Blöcke «zersprungen» ist; geeignete Gesteine an den Blockgrenzen dienten als Gleithorizonte und wurden dadurch unter bedeutenden Formveränderungen (seitliche Einengung, Dehnung nach oben) verschiefert. Ganz ausserordentlich schön ist dieses Phänomen immer wieder an Quarzporphyrgängen zu sehen, die extrem stark verschiefert mit ausgeprägter steiler Striemung in oft völlig unversehrt massigem Nebengestein liegen.

ALBERT HEIM (1921, Bd. 2/I, p. 98, Tafel IV) hat die sehr ausgeprägte Deformation der Quarzporphyre beschrieben und abgebildet: «In keinem Gestein habe ich jemals die in der festen Substanz durch Dislokation erzeugte Bewegung so prachtvoll ausgeprägt gesehen wie hier.»

ALBERT und ARNOLD HEIM (1916) haben die Bedeutung der ersten Schieferung und das Ausmass der Streckung am Beispiel der alpin gebildeten Sedimentmulde von Fernigen erkannt und beschrieben. Belemniten sind parallel zur Streckungsrichtung zerrissen und die Teilstücke auseinandergedriftet. Die Streckung der Belemniten wurde kompensiert durch ein Ausdünnen senkrecht zur Schieferungsfläche bei annähernd unveränderten Dimensionen in der dritten Richtung; die Fossilien wurden zu «Nudeln oder Bandwürmern». Die Deutung der beiden Autoren war, dass die Schichtmasse «in der Mächtigkeit intensiv zusammengesprengt worden ist und einzig linear in der Gefällsrichtung nach oben, wohin die Mulde sich öffnete, Abfluss und Ausweg fand». ALBERT HEIM (1916, p. 520) denkt im Fall der Fernigenmulde an eine Einengung um einen Faktor 5!

Erste Falten können nur selten beobachtet werden; man trifft sie dort, wo die erste Schieferung Gesteine mit voralpin angelegter starker flächiger Anisotropie antraf. Schöne Beispiele findet man auf der Lauchernalp und an gewissen Scherzonen.

KARL (1952) hat als erster die ausserordentliche *Richtungskonstanz* eines steilen Linears beobachtet, welches identisch ist mit der ersten Streckung (mein L_1). KVALE (1957, p. 421) hat dasselbe Linear von der Urseren-Zone ins östliche Aarmassiv hinein verfolgen können und es als alpine Überprägung der Altkristallin-Gesteine richtig gedeutet.

G. VOLL in NABHOLZ et al. (1963, p. 770) stellt von der ersten Streckung ($str._1$) fest:

«Vom Ostrand des Gotthardmassivs setzt sich die Richtungskonstanz von $str._1$ nach N fort, ins Gebiet der ganzen helvetischen Hauptschubmasse der Glarner Alpen, ins autochthone Deckgebirge des Aarmassivs und schliesslich – ausklingend – in die nördlich des Glarner Querschnittes folgenden Einheiten der helvetischen Hauptschubmasse.»

Nachher schreibt VOLL, dass die Deckenbahnen und Schuppengrenzen nördlich des Rheins s_1 -Flächen darstellen und $str._1$ tragen. Auch steilere Lage von s_1 zwischen den Deckenbahnen könne während der Deckengleitung betätigt worden sein. Es ist nicht bewiesen, aber doch wahrscheinlich, dass $str._1$ von VOLL identisch ist mit dem Linear L_1 im Innern des Massivs.

KVALE (1957, p. 406) hat in der Urseren-Zone eine *Fächerform dieses Linears* feststellen können. Ein solcher Fächer ist nach meinen Beobachtungen auch im Innern des Aarmassivs vorhanden. Im östlichen Aarmassiv weicht das Linear wenige Grad von der Fallinie auf der ersten Schieferung nach Südwesten ab,

im Sustengebiet liegt es annähernd in der Fallinie, im Gebiet nördlich Naters beträgt die Abweichung vom Fallen nach Nordosten 13–18° und im Lötschental 20–25°.

Diese Fächerform der Streckung liesse sich gut in Übereinstimmung bringen mit der *Heraushebung des Aarmassivs*, die im Rahmen der Hebung des schmalsten Teiles der Alpen im Raum Aarmassiv–Gotthardmassiv–Tessin erfolgt ist. Diese Heraushebung bewirkte auch das südwestliche Axialgefälle der höheren penninischen Decken und der helvetischen Decken im Südwesten des Aarmassivs einerseits und das axiale Nordost-Gefälle der Bündner Decken und der helvetischen Sedimente im Nordosten des Aarmassivs anderseits.

Jüngere Schieferungen und Verfaltungen können beobachtet werden. Keine erreicht an Ausdehnung und Intensität die oben beschriebene.

Die *zweite Schieferung und Faltung* der Urseren-Zone, die sich aus dem Gebiet von Naters in das Aarmassiv hinein verfolgen lässt, scheint an die südlichsten Massivteile gebunden zu sein. Diese zweite Faltung und Schieferung ist nach PLESSMANN (1958, p.186) eine typische Erscheinung des Gotthardmassiv-Raumes und fehlt z. B. im Aiguilles-Rouges- und Mont-Blanc-Massiv. PLESSMANN deutet sie als «eine Art Rückfaltung».

Lokal scheinen im Aarmassiv *weitere Schieferungen und Wiederfaltungen* aufzutreten. So erwähnt BAER, 1959, p.120) eine West–Ost streichende Schieferung mit einer westfallenden Lineation; dieselbe und eine jüngere Nord–Süd-Schieferung hat A. STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung) beobachtet.

Die von BAER (1959) erwähnten Falten, die mit im Altkristallin und in den Sedimenten annähernd gleichgerichteten Achsen mit 20° nach Südwesten einfallen, werden leider nicht näher beschrieben. Es muss sich teilweise um grössere Falten handeln: «... au NE de Jeizinen, les mesures de foliation permettent de construire une zone d'axe» (BAER, 1959, p.98).

BALTZER (1880) und MORGENTHALER (1921, p.186) erwähnen ein System von flachliegenden Überschiebungsflächen vom Nordrand des Aarmassivs. KVALE (1957, p.404) hat sie am treffendsten charakterisiert:

«Neben den steilen Schieferungs- und Verschiebungsflächen ist noch ein zweites System von Verschiebungsflächen vorhanden. Diese Flächen fallen 20 bis 40° gegen SE, und deren Abstand kann in Centimetern bis Dezimetern oder zum Teil in Metern gemessen werden. An diesen Flächen ist die steile Schieferung verbogen worden, und zwar überall in demselben Sinn: Die obere Seite ist immer gegen Norden bewegt.»

Ich habe Verschiebungsflächen dieser Art im Gebiet nördlich Naters in Areal 2 gefunden. Sie scheinen jünger zu sein als die zweite Faltung. BAER (1959, p.86, Fig.7) zeichnet Flächen ähnlicher Orientierung und mit gleichem Relativsinn der Verschiebung. Von grosser Wichtigkeit werden sie aber erst im Oberhasli, wo sie KVALE an der Grimselstrasse beobachtete. An der Sustenstrasse und im Triftgebiet treten solche Verschiebungsflächen oft enggeschart im Innertkirchen-Granit und im Erstfeldergneis auf.

Es besteht wohl kein Zweifel, dass diese Flächenscharen mit ihrem ausgeprägten und konstanten Verschiebungssinn direkt mit der Überschiebung der helvetischen Decken über das Aarmassiv in Zusammenhang stehen.

Ebenfalls jünger als die zweite Faltung sind Bewegungen, die sich in einer steil Nordost fallenden bis vertikalen Ebene abspielen. Im Altkristallin des Gebietes nördlich Naters erkennt man sie an Rutschharnischen auf Quarzgängen, die der zweiten Faltung als Querklüfte zugeordnet sind. Die von A. STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung) als s_3 beschriebenen steilen Nord–Süd-Scherflächen zeigen denselben Verschiebungssinn (Östliches nach Norden) und könnten mit diesen Bewegungen in Zusammenhang gebracht werden.

In den Phylliten der Urseren-Zone rufen sehr ähnlich gerichtete Bewegungen mit gleichem Sinn der Relativbewegung eine Knitterfaltung hervor. PLESSMANN (1958, p.177–180) erwähnt aus dem Rhonetal bei Visp, Granges, Ardon und Martigny eine «jüngere Steilfaltung», deren Entstehungsmechanismus sehr wohl auch zu den Knitterfalten und den Bewegungen an den Quarzgängen geführt haben könnte. Es handelt sich dort um Falten im Millimeter bis Hektometerbereich, die alle Faltentypen von der schwachen Wellung bis zu scharfen Knickfalten umfassen. Die Lage der Bewegungsflächen und der steilen Achsen bzw. den steilen Intersektionsgeraden mit der älteren Schieferung stimmen mit den bei mir beobachteten überein. Hingegen ist der Bewegungssinn im grossen gesehen nicht einheitlich.

Ähnlich orientierte Klüfte mit denselben Rutschharnischen konnte ich in der Umgebung von Ausserberg und im Lötschental feststellen. MINDER (1932, p. 408) erwähnt aus dem Gelmergebiet eine Kluft der Orientierung 30/78 mit einer mit 40° südfallenden «*Streifung*». Interessant ist, dass Herr Professor A. STRECKEISEN (mündliche Mitteilung) im Simplongebiet junge Brüche beobachtete, von denen das älteste System räumlich genau die Lage der Quarzgänge mit den Bewegungsspuren hat.

Schliesslich muss hier noch eine jüngste *Bruch-* und *Mylonitbildung* erwähnt werden, auf die besonders JÄCKLI (1951) und ECKARDT (1957) im Tavetsch aufmerksam gemacht haben. ECKARDT unterscheidet verschiedene Bruchsysteme, von denen die wichtigsten parallel zum Massiv verlaufen.

Ein älteres intrapleistozänes System zeigt nach ECKARDT immer abgesunkene Südostflügel; das bedeutet also eine relative Heraushebung des Nordteils des Aarmassivs. Dieses Bruchsystem erlangt nach den Angaben von MORGENTHALER (1921, p. 191/192) und eigenen Beobachtungen im nördlichen Aarmassiv eine recht grosse Bedeutung. Ein späteres, jungquartäres Bruchsystem ähnlicher Orientierung hat nach ECKARDT umgekehrten Versetzungssinn und weist recht geringe Verschiebungsbeträge auf: im Gebiet des Oberalppasses ist das Tavetscher Zwischenmassiv gegenüber dem Aarmassiv um 30 bis 55 Meter relativ gehoben worden. ECKARDT (1957, p. 76) macht auf die Beobachtungen von FURRER (1948) und ZBINDEN (1949, p. 229) am Ostrand des von mir untersuchten Gebietes aufmerksam und nimmt ohne weiteres an, dass die merkwürdigen «*Wälle*» auf junge Brüche zurückzuführen sind. Ich kann ihm insofern beipflichten, als dass es sich wirklich um relativ junge Mylonitzonen mit Lettenbildung handelt (Beobachtungen im Riederhornstollen). Es ist mir aber nicht möglich, Genaueres über den Relativsinn der Bewegung und über Absolutbeträge der Verschiebung auszusagen. Versetzte Moränenwälle oder Schutthalden konnten nicht beobachtet werden.

Gesamthaft betrachtet stellt man fest, dass die alpinen und jüngeren Bewegungen im Aarmassiv vorwiegend Zergleitungen an einer ganzen Reihe paralleler Flächenscharen sind, die vorzugsweise alpines Streichen besitzen und sich infolge verschiedenen Fallens in horizontalen Geraden schneiden. Faltungen sind von zweitrangiger Bedeutung; die Faltenachsen liegen meist subhorizontal.

KVALE (1957, p. 421) kommentierte seine Beobachtungen im Aarmassiv wie folgt:

«Wenn man die Diagramme der Texturbeobachtungen miteinander vergleicht, liegt es nahe, anzunehmen, dass alle beobachteten Texturen alpinen Alters seien.»

Ich lege Wert darauf, hier zu erwähnen, dass er damit recht behielt. Die von ihm beschriebenen Gefügeelemente sind alle alpinen Alters.

Die *regionale Verbreitung und die Intensität der alpinen Metamorphose* sind in den letzten Jahren der Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen. E. NIGGLI (1960) stellte systematisch Fundorte faziesempfindlicher Mineralien in posttriadischen Gesteinen zusammen (Chloritoid, Stilpnomelan, Alkali-amphibol, Disthen und Sillimannit). Er gelangte so zu einer hufeisenförmigen Anordnung von Mineralzonen um den lepontinischen Gneiskomplex mit Abnahme des Metamorphosegrades gegen aussen. E. NIGGLI führt die alpine Metamorphose im wesentlichen auf die *tektonische Überlagerung durch den Deckenstapel* zurück. Die Anwesenheit eines Hochdruckminerals wie Disthen ist eine gute Stütze für diese Ansicht. WENK (1962, 1963) erreichte ein ähnliches Bild der Metamorphose-Zonen durch die Auftragung von Fundorten und Plagioklasen verschiedenen An-Gehaltes in Paragenesen Plagioklas-Calcit. Es gelang ihm so eine Unterteilung der Disthen-Zone E. NIGGLIS. Den höchsten Grad der Metamorphose findet WENK im Gebiet zwischen dem Bergeller-Granit und dem Antigorioal: alpine Neubildung von Bytownit-Anorthit, lokale Migmatitbildung und Intrusion junger alpiner Granite, die in der Tiefe reaktiviertes varistisches (= hercynisches) Grundgebirge darstellen. Diese hochmetamorphe Zone fällt nicht mit den tektonisch tiefsten aufgeschlossenen Stellen des Alpengebäudes zusammen (Toce- und Leventina-Kulmination). Um die Anorthit-Bytownit-Zone gruppieren sich hufeisenförmig die Andesin-, Oligoklas- und Albit-Zone. Die Karte von WENK reicht im Norden ungefähr bis ans Rhonetal. Nach seiner Auffassung ist die alpine Metamorphose die *Folge einer Wärmebeule in der Tiefe*.

Aus den Resultaten beider Forscher geht hervor, dass die Isograden der alpinen Metamorphose ungeachtet der sehr komplizierten alpinen Tektonik in regelmässigen Zonen um ein Zentrum höchster Metamorphose angeordnet sind. Dies zeigt, dass die Metamorphose sicher nicht vor den Deckenüberschiebungen

Tabelle 4: Kinematik des Aarmassivs

Bemerkungen:

Tab. 4 ist ein Versuch, die kinematische Geschichte des Aarmassivs kurz zusammenzufassen. Sie erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Es fehlen zum Beispiel die Zeitpunkte der Intrusion zahlreicher Eruptivgesteine (wie Gasterngranit, Innertkirchgranit, Tödigranit, Giuvsyenit usw.). Ferner fehlen in Ermangelung detaillierter Untersuchungen Hinweise auf den Zeitpunkt der Entstehung der Mineralzerrklüfte. Unterbrochene Linien kennzeichnen nicht genügend gesicherte Altersabfolgen.

Alter	Vorgang im Aarmassiv	beschrieben in:	Ähnliche, wahrscheinlich gleichzeitige Vorgänge ausserhalb des Aarmassivs
?	Entstehung der Nord-Süd orientierten Gefüge in basischen Gesteinen (nördlich Naters, Lötschental)	MORGENTHALER (1921) LABHART (1965)	Nord-Süd-Bau der Série des Aiguilles Rouges im Aiguilles-Rouges-Massiv (BELLIERE, 1957/58, KRUMMENACHER, 1959)
	Faltung der Amphibolite und Biotit-Plagioklas-Gneise (nördlich Naters, Lötschental) Allgemein Nordost-Südwest (bzw. SSW) streichende Faltenachsen mit Einfallen bis 45°	LABHART (1965)	Ähnlich streichende Faltenachsen und Lineare im Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv (KVALE, 1957)
	Migmatisation (erfasst die gesamte Schieferhülle des Aarmassivs) ?? Bildung der Erstfelder-Gneise		Bildung ähnlicher Migmatite in allen schweizerischen Zentralmassiven
	Evtl. damit verknüpft Bildung von Augengneisen im südlichen Aarmassiv		
	Intrusion von porphyrischen Graniten (später verschiefert = Augengneise) und Aplitgraniten		
Unterkarbon um 280 Millionen Jahre	Intrusion des Zentralen Aaregranits und seiner Aplitgänge. Jüngere Lamprophyre Sedimentation des Karbons in Nordost-Südwestgerichteten Becken	STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung)	Intrusion des Mont-Blanc-Granits (KRUMMENACHER, 1959)
Oberkarbon	Einfaltung des Karbons. Gleichzeitige Verschieferung des Altkristallins. Anlage von NE-SW-Brüchen		Bildung der Karbonmulde von Salvan (KRUMMENACHER, 1959)
Oberkarbon-Perm	Eindringen von Quarzporphyren Festlandverwitterung Geringmächtige Sedimentation klastischer Sedimente Vulkanische Aktivität	ROHR (1926) HUTTENLOCHER (1933) ZBINDEN (1949) SIGRIST (1947) BAER (1959)	
Perm-Tertiär	Aarmassiv unter Wasser Ablagerung helvetischer Sedimente	BAER (1959)	

Alter	Vorgang im Aarmassiv	beschrieben in:	Ähnliche, wahrscheinlich gleichzeitige Vorgänge ausserhalb des Aarmassivs
Tertiär (alpine Gebirgsbildung)	Erste Schieferung (s_1) und Streckung (L_1), dazugehörige Klüftung. L_1 heute in Fächerform (? infolge späterer Hebung)	HEIM (1916, 1921) KVALE (1957) LABHART (1965)	L_1 bzw. str. $_1$ im gesamten Zentralalpenraum verbreitet: <i>Lepontinische Alpen</i> : Als Achse von Nord-Süd streichenden Falten oder als Minerallinear (WENK, 1955) <i>Gotthardmassiv</i> : Als Linear ausgeprägt (HAFNER, 1958, STEIGER, 1962) Im zentralen südlichen Massiv und den südlichen Mulden: Achse von Falten im Dezimeter- bis Meter-Bereich <i>Urseren-Zone</i> : Fächerstellung zwischen Brig und Tavetsch. Nur als Linear ausgebildet <i>Sedimente des östlichen Gotthardmassivs und der helvetischen Decken östlich des Aarmassivs</i> : Wichtiges, während mehrerer Faltungen richtungsconstantes, bei der Deckenüberschiebung entstandenes Gefügeelement (G. VOLL in NABHOLZ et al., 1963)
	Zweite Schieferung (s_2) und Faltung (B_2) am Südrand des Massivs und in Zonen stärkster alpiner Beanspruchung. Quarzgänge in dazugehörigen Querklüften	LABHART (1965)	Zweite Faltung ist typisch für den Raum des Gotthardmassivs (Rückfaltung von PLESSMANN, 1958) und für <i>Urseren-Zone</i> (LABHART, 1965; KVALE, 1957)
	Weitere Schieferungen und Faltungen lokal ausgeprägt, z.B. West-Ost-Schieferung	BAER (1959) STECK (Dissertation Bern, in Vorbereitung)	
	Bewegungen an Klüften und Quarzgängen, die der zweiten Schieferung zugeordnet sind. Nord-Süd-Schieferung im Gebiet der Belalp	LABHART (1965) STECK	Analoge Bewegungen in den Konglomeratgneisen der <i>Urserenzone</i> (LABHART). Brüche derselben Orientierung im penninischen Simplongebiet (STRECKEISEN). ? Zusammenhang mit Knitterfalten in Phylliten der <i>Urseren-Zone</i> (LABHART) und jüngerer Steilfaltung (PLESSMANN, 1958)
	Jüngere, flach südostfallende Scherflächenschar (wichtig am Nordrand des Massivs)	MORGENTHALER (1921) KVALE (1957) LABHART (1965)	
Intrapleistocaen	Bruch- und Mylonitbildung. Südostflügel der NE-SW-Brüche sind abgesenkt. Dadurch Heraushebung des NW-Teils des Aarmassivs. Verantwortlich für jüngere morphologische Formen des Aarmassivs	MORGENTHALER (1921) JÄCKLI (1951) ECKARDT (1957)	
Jungquartär	Bruch und Mylonitbildung. Südostflügel der NE-SW-Brüche ist gehoben. Evtl. Folge der Enteisung	JÄCKLI (1951) ECKARDT (1957)	

stattgefunden hat. Die regelmässige Anordnung kann aber sowohl durch einen überlagernden Deckenstapel (der sich wohl kaum um Stoffgrenzen in der Tiefe gekümmert hat) als auch durch eine aufsteigende Wärme front bedingt sein. Die relative Unabhängigkeit der Metamorphose von der Tektonik darf aber nicht zum irrigen und zum vorneherein unwahrscheinlichen Schluss führen, die Tektonik und die Metamorphose hätten sich nacheinander abgespielt. Der syntektonische Charakter der Metamorphose steht heute doch wohl ausser Zweifel.

Dass man sich über die Ursache der Metamorphose nicht einig ist, hat sich für die Untersuchungen eher befruchtend erwiesen. Es war in der Geologie wie in allen Wissenschaften seit jeher so, dass die lebendige Forschung von Gegensätzen und Widersprüchen belebt, von allzu einheitlichen Ansichten aber gehemmt wurde.

Für die *Kenntnis der alpinen Metamorphose im Bereich des Aarmassivs* können wir die Karte von E. NIGGLI (1960) verwenden. Die Nordgrenze des Auftretens von Chloritoid verläuft von Nordost nach Südwest längs mitten durch das Massiv. Eine scharfe Grenze kann wegen der fehlenden posttriadischen Gesteine im Massivinnern nicht gezogen werden. Immerhin ist damit ein *Ansteigen des Metamorphosegrades im Aarmassiv von Nordwest nach Südost* bewiesen. Dieser Anstieg äussert sich auch in der *Verjüngung von Glimmern*. Nach WÜTHRICH (1963, p.107) gibt der Biotit vom Südrand des Massivs aus dem Zentralen Aaregranit am Räterichsboden Alter von $18,5 \pm 2$ Millionen Jahren, derjenige aus dem nördlicher gelegenen Mittagfluhgranit hingegen 54 ± 3 Millionen Jahre. Im Mittagfluhgranit erhält man ein Mischalter hercynisch/alpin, währenddem im Zentralen Aaregranit der Biotit völlig verjüngt ist und ein alpines Alter ergibt. Es muss darauf hingewiesen werden, dass auch der niedrigere Wert nicht das absolute Alter der Metamorphose angibt: es wird nur der Zeitpunkt festgehalten, in welchem der Glimmer eine Temperatur von ungefähr 300° durchlaufen hat, unterhalb welcher er ein geschlossenes System bildet. Die eindrücklichsten Daten zur Illustration dieser Tatsache findet man nach mündlichen Angaben von Fräulein Professor E. JÄGER in den Gneisen des Tessins. Dort fand sie jüngste Alterswerte in den tektonisch tiefsten Gneisen, während die Werte gegen oben und gegen Norden zunehmen. Das effektive Alter der Metamorphose dürfte nach E. JÄGER um 30 Millionen Jahre betragen – Werte, wie man sie in den höheren penninischen Decken finden kann. So hängen also die gemessenen Alterswerte direkt mit der Überdeckung, der Hebung und der Erosion zusammen.

Das von mir untersuchte Gebiet liegt bei E. NIGGLI (1960, Fig.1) in der Chloritoid-Stilpnomelan-Zone, bei WENK (1963, Abb.5) nördlicher als die letzten Punkte, welche Albit (An 0–5) anzeigen.

Es seien hier noch einige Bemerkungen über alpine Mineralbildungen bzw. alpine Umwandlungen voralpiner Mineralien angebracht.

Nach E. NIGGLI (1960, p.134) ist der in posttriadischen Gesteinen der Epizone der alpinen Metamorphose auftretende *Biotit grün*. JÄGER et al. (1961) stellten im Aarmassiv das Vorkommen jungen braunen Biotits fest, wobei allerdings das alpine Alter nicht durch absolute Altersbestimmungen gesichert wurde. Im Gebiet nördlich Naters zeigen die als alpin angenommenen Biotite meist grüne Farbe, im Perm der Urseren-Zone ausschliesslich. Junger brauner Biotit kommt aber gelegentlich vor. Die voralpinen Biotite weisen immer gelbe bis rotbraune Farbtöne auf.

Die *Umwandlung von Plagioklas* in saureren Plagioklas + Serizit + Klinozoisit ist ein Phänomen, das kaum ein Bearbeiter eines Zentralmassives übersehen hat. Für das Aarmassiv seien als Beispiel erwähnt LEDERMANN (1945), SIGRIST (1947) und ZBINDEN (1949), für das Gotthardmassiv E. NIGGLI (1944) und für das Aiguilles-Rouges-Massiv und das Mont-Blanc-Massiv BELLIERE (1950/51, p.147 und 1957/58, p.143). Eine Gesamtuntersuchung des Problems würde sich meines Erachtens lohnen. Ungelöst scheint mir die Frage nach der Herkunft des Wassers. In geschieferten Gesteinen mag es leicht erhältlich sein. Nun treten aber gerade die dichtesten Klinozoisitfüllungen in massigen Amphiboliten auf (E. NIGGLI, 1944, p.123). Ich frage mich, ob das Wasser vielleicht aus den Amphibolen stammt. Um dies zu beweisen, müsste man mehr Amphibol-Analysen mit genauen Wasserbestimmungen haben, als man der Literatur entnehmen kann.

Über die von mir beobachtete *Sammelkristallisation* von Serizit und Klinozoisit in Plagioklas haben sich andere Autoren schon Gedanken gemacht. So nimmt LEDERMANN (1945, p.447) an, dass es sich um eine Weiterentwicklung der Saussuritisation handle. BELLIERE (1950/51, p.147) stellte fest, dass im Mont-

Blanc-Massiv in Myloniten die Grösse der Einschlüsse nahe der Oberfläche 2–3 μ , tiefer jedoch 10–15 μ beträgt. Er deutete dies als eine direkte Folge der Überlagerung. Zum Vergleich sei angeführt, dass ich in Areal 3 und 6 nördlich Naters Serizit-Einschlüsse in Plagioklas von 50 bis 100 μ feststellen konnte.

In den gleichen Gesteinen, in denen diese Sammelkristallisation beobachtet werden kann, sieht man häufig Anreicherungen von Einschlüssen (meist Klinozoisit) um Mineralien wie Albit und Biotit. Es scheint sich um eine Art *Selbstreinigung* zu handeln. LEDERMANN (1945, p. 447) erwähnt «Zoisit-Mörtelkränze um Albit»; E. NIGGLI (1944, p. 138) weist ebenfalls auf das Phänomen hin. Nach einer mündlichen Mitteilung von Fräulein Prof. E. JÄGER stellte sie diese Erscheinungen an Schliffen des Baltimore-Gneis (Appalachen, USA) fest. Sie sind dort die einzigen Merkmale einer metamorphen Überprägung, welche für eine Erniedrigung der radiometrischen Alter der Biotite verantwortlich ist. Ich nehme an, dass es sich im Aarmassiv um eine ähnliche Erwärmung ohne tektonische Durchbewegung handelt.

6. Exkursionsführer für die Strasse Naters–Blatten

Die Strasse Naters–Blatten bietet heute, wenige Jahre nach der grosszügigen Erweiterung, einen interessanten Einblick in Material und Baustil der Schieferhülle des Zentralen Aaregranits.

Die Strasse hat eine Länge von 7 km. Die Höhendifferenz Naters/Blatten beträgt 640 m. Cars können in Naters und Blatten gut parkiert werden. Auf Ausstellmöglichkeiten zwischen den beiden Orten wird bei der Beschreibung des Profils aufmerksam gemacht.

Das beste Hilfsmittel zur genauen Lokalisierung von Aufschlüssen ist die Hektometrierung, die in Form roter Zahlen am Fels oder am innern Randstein angebracht ist. Ich weise öfters auf diese Zahlen hin (H . . .); leider werden sie rasch unleserlich, so dass man sich in Zukunft vermehrt nach Weilern, Postautohaltestellen usw. orientieren muss.

Empfehlenswerter Beginn der Exkursion ist das *Naterloch*, ein aufgelassener kleiner Steinbruch nordöstlich des Dorfes Naters; nach der Sage hauste dort einst ein Untier, welches aber längst von einem tapferen Naterser erschlagen worden ist. Bei diesem Steinbruch handelt es sich um den westlichsten Aufschluss der Urseren-Zone überhaupt. Permische Konglomeratgneise und Phyllite stehen an. Beachtenswert ist die nordöstliche und besonders die südwestliche Begrenzung des Steinbruches. Es sind grosse Kluftflächen, Wände von vertikalstehenden, dezimetermächtigen Quarzgängen, welche eine mit verschiedenen Fallbeträgen nach Südosten fallende Harnischriefung tragen. Wenn man die kleine Schutthalde hinaufsteigt, die den Bruch im Norden begrenzt, kann man an einer wenigen Meter mächtigen Phyllitbank die typischen alpinen Gefügeelemente der Urseren-Zone studieren: das südostfallende s_1 (die erste Schieferung), die gleichstreichende vertikale zweite Schieferung und parallel zur annähernd horizontalen Schnittgeraden die Wellung B_2 (zweite Falten). Der Kontakt zu den Gneisen des Aarmassivs ist nicht aufgeschlossen und nur an einer Rinne im Gelände zu erkennen.

Vom Steinbruch kann man ohne Weg direkt zur Strasse aufsteigen (etwas rechts halten). Bis zum Einbiegen in das Tal des Kelchbaches folgt man nun, weit nach Osten ausholend, serizit- und biotitreichen, schiefrigen Gneisen. Man findet hier eine Reihe von Gefügeelementen des Perms in gleicher Ausbildung und Lage wieder, so die erste und die zweite Schieferung, die horizontalen Fältchen, die Quarzgänge und die Rutschstreifen darauf. Neu ist ein dominierendes Kluftsystem der Orientierung 45/70, das zuweilen Beläge von Quarz, Chlorit und Hämatit-Limonit aufweist. Bei H 125, ungefähr dort, wo die Wasserrinnenschale aus grünem Quarzit von St. Niklaus die Strasse unterquert, sind oberhalb der Strasse in der grasigen Wand Uran-Vererzungen gefunden worden. Es sind keine schönen Erze vorhanden. Bei H 147, nach dem roten Haus über der Strasse, beginnt eine Zone stärkster alpiner Zerrüttung.

Car-Parkplatz.

Bei H 156 findet man einen alpin metamorph überprägten Amphibolitmigmatit, der zum grossen Teil als Chloritschiefer vorliegt. Bei H 167 stehen alpin verfaltete Schiefer an; bis H 177 folgen sehr stark beanspruchte Gesteine.

H 177–178: Hornblendit, Amphibolitmigmatit und Bändergneise ohne junge Verschieferung.

H 185 (Kurve mit Schuttablagerung): Schöne Migmatite, schlierig bis agmatitisch. Falte im Meterbereich.

H 187: Migmatische Biotit-Gneise mit grossen Granaten.

H 190 (Kurve): Ein Aplitgang durchbricht diskordant die Migmatite und biegt im Aufschluss um. Bildung von metatektischen Nestern in den Migmatiten. Am Ende der Kurve alpine Scherfaltung mit Faltenachse 220/20 und Achsenebene (hier = Schieferung) 140/70. Wenige Meter vor der Postauto-Haltestelle Hegdorn alpine Kleinfältelung mit horizontalen bis leicht südwestfallenden Achsen. Wer genügend Zeit hat, kann von hier aus die Talkgrube Hegdorn besuchen oder 45 Minuten opfern, um das grossartige Erosionsphänomen der Massaschlucht anzusehen.

H 213 (zwischen den Postauto-Haltestellen Hegdorn und Moos): Man beachte hier vor allem: die vom alpinen Streichen ganz beträchtlich abweichenden voralpinen Planartexturen der Biotit-Gneise (Südwestfallen mit rund 40°); die Verschiebungen im mobilen Zustand und die wesentlich jüngeren, parallel dazu verlaufenden Scherflächen; die diskordanten, vertikalen, alpinen Quarzgänge.

Nach der langgezogenen Rechtskurve folgt die Postauto-Haltestelle Moos.

H 237/38 in Linkskurve: Aplitgranit, an zahlreichen Flächen zerschert. Dieser Typ zeigt stets eine relativ hohe Radioaktivität. Car-Parkplatz.

Im folgenden kurvenreichen Strassenstück ist Vorsicht geboten. Die ansässigen Walliser sind forsche Autofahrer. Von H 244 bis H 265 sind migmatische Biotit-Plagioklas-Gneise stark von jüngerer Schieferung wahrscheinlich alpinen Alters überprägt. Ein prachtvolles Beispiel der Verscherung einer aplitischen Lage findet man bei H 244, ein weiteres bei H 245/46. Bei H 250 trifft man ein steilstehendes Linear in Form von gelängten Glimmern; es handelt sich um das L_1 der Urseren-Zone.

H 268: Falten in Amphibolitmigmatit, deren Achsen mit 35 bis 55° nach Südwesten einfallen. Linsen ultrabasischer Gesteine treten auf: Aktinolithfels, spärlich Serpentin. Ein diskordanter Aplit befindet sich vier Meter über dem Strassenniveau. Alle Gesteine sind mehr oder weniger sekundär verschiefert.

Von H 276 bis H 281 steht ein homogenes Gestein an, ein Ortho-Augengneis mit rechteckigen Mikroklinen; die Feldspäte, die 1–3 cm gross sind, lassen oft schon von Auge geregelte eingewachsene Mineralien erkennen. Nach einigen basischen Einlagerungen folgt von H 291 bis H 298 der Geimer-Granit; grosse porzellanähnliche Kalifeldspäte, klare bläuliche Quarze und eine Epidotsprenkelung sind typisch. Die besten Handstücke kann man an Blöcken im Bachbett des Kelchbaches schlagen. Am südlichen Dorfeingang von Geimen sind wilde Durchmischungserscheinungen von hellen (Geimer-Granit?) und basischen Gesteinen zu beobachten.

Wirtschaft und Postauto-Haltestelle in Geimen. Das Gasthaus stellt einen einmaligen Aufschluss zwischen Naters und Blatten dar. Zwischen zwei Zügen kühlen Trankes werfe man einen Blick zum Fenster hinaus auf die gut erhaltenen Gletscherschliffe auf der Ostseite des Hauses.

Während des Marsches über die aufschlusslose kleine Schwemmebene des Kelchbaches hat man Zeit, linkerhand die schroffen Flühe des «Höhgebirgs» zu betrachten, die fast ganz aus Augengneisen bestehen. Nur im untersten Teil der markanten, gegen Norden leicht ansteigenden Rippe sind die hier mit 35° nach SSW axial einfallenden Amphibolitmigmatite aufgeschlossen.

Am Dorfeingang von Mehlbaum findet man einen prachtvollen Aufschluss von Amphibolitmigmatiten. Das Planargefüge eines bankigen Amphibolits auf der Nordseite der Strasse fällt im Durchschnitt 210/20, was ungefähr der Lage der Grossfaltenachse entspricht. Man beobachtet die Durchaderung mit granitoiden Neosomgängen aller Grössen und die Neubildung eines hellgrünen Amphibols am Kontakt Neosom-Amphibolit. An Schleppungsflächen ist die Bildung eines paralleltexturierten Biotit-Gneises festzustellen.

Postauto-Haltestelle Mehlbaum. Schlechter Car-Parkplatz.

Mitten im Dorf (H 383) folgt eine Zone mit nordwestvergenter Scherfaltung. Solche Scherzonen, sehr wahrscheinlich alpinen Alters, durchziehen den massigen Block der Amphibolitmigmatite an mehreren Stellen. Die Lage der Achsen (220/20) und der s-Flächen ist dieselbe wie bei H 192. Bei der ausgeprägten Kurve am Ausgang des Dorfes Mehlbaum lohnt es sich, einen Halt einzuschalten und die prächtige Aussicht über das Rhonetal in die Berge der Simplongegend zu geniessen. Das südwestliche Axialgefälle der höheren penninischen Decken ist deutlich zu erkennen. Am Ende der Kurve (H 400/401) findet man prächtige Durchmischungsbilder eines Amphibolitmigmatits, durchbrochen von einem jüngeren Aplitgang. Im Vergleich mit dem am andern Ende des Dorfes beobachteten Aufschluss erkennt man die Selektivität der Durchbewegung. Man versäume nicht, hier einige Meter höher zu steigen und sich zu ärgern, wie solche prachtvollen Aufschlüsse mit der hier üblichen Flechtenbewachsung aussehen.

In der nächsten schwachen Linkskurve trifft man einen unregelmässigen diskordanten Aplitstock an; in der anschliessenden Rechtskurve finden sich Falten in Amphiboliten.

Car-Parkplatz.

Bis zur Postauto-Haltestelle Ahorn folgen nun alpin, vielleicht schon hercynisch tektonisch stark beanspruchte Gesteine. Es handelt sich um eine eigentliche Bruchzone, die den Block der Amphibolitmigmatite im Nordwesten begrenzt.

Bei der Wasserleitung sind quarzitisch aussehende Gesteine anstehend.

Unregelmässige Falten und Fältelungen und die Zerschierung aplitischer Lagen fallen auf. Gute Beobachter finden eine konkordante, cm-mächtige Bleiglanzvererzung (H 426).

Bei H 435 steht ein verschieferter Quarzporphyr an mit wenig Biotit und makroskopisch sichtbaren Feldspateinsprenglingen. Bei der Postauo-Haltestelle Ahorn biegt die Strasse wieder in die Streichrichtung der Gneise ein, die hier «alpines» Streichen aufweisen. Etwas vor der nächsten Linkskurve (H 451) findet man einen weiteren Quarzporphyrgang. Bis Blatten kann man nun Augengneise mit aplitischen und biotitreichen Einlagerungen beobachten.

7. Zusammenfassung

Das Aarmassiv ist einer jener prätriadischen Gesteinskomplexe der Alpen, welche im Tertiär bei der Alpenfaltung in das alpine Gebäude einbezogen wurden. Dabei wurden insbesondere die gesamten helvetischen Decken und gewisse penninische Elemente aus ihren südlich des Aarmassivs gelegenen Sedimentationsräumen über das Massiv hinweg nach Nordwesten verfrachtet. Das Massiv ist heute ein autochthones Fenster der helvetischen Decken von rund 120 km NE–SW- und rund 20 km NW–SE-Erstreckung. Von ähnlicher Form, jedoch geringerer Grösse schliessen im Südosten das Tavetscher Zwischenmassiv und das Gotthardmassiv an. Das Aarmassiv kann geologisch grob in drei Teile unterteilt werden (siehe auch Übersichtsskizze auf Tafel I):

- a) die nördlichen Granite
- b) der Zentrale Aaregranit s. l.
- c) die Schieferhülle.

Bei a und b handelt es sich um hercynische Granite (radiometrische Altersbestimmungen von WÜTHRICH, 1963). Sie nehmen ungefähr die Hälfte der Oberfläche des Massivs ein. Die Schieferhülle ist eine sehr variabel zusammengesetzte Sammelzone von prä-zentralaaregranitischen Gesteinen. Sie sind Produkte einer, vielleicht mehrerer älterer Orogenesen.

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit *Untersuchungen in der Schieferhülle*. Es ging vor allem darum, den voralpinen Baustil des Massivs kennen zu lernen und die Art und Intensität der alpinen Überprägung abzuklären. Ausgangspunkt der Untersuchungen war ein Gebiet am Südrand des Massivs in der Umgebung von Naters (bei Brig, Kanton Wallis, Schweiz). Die Lage dieses Gebietes ist ebenfalls in der Übersichtsskizze in Tafel I eingezeichnet. Weitere Teile der Schieferhülle wurden später in die Untersuchungen einbezogen.

Die Geschichte der Schieferhülle kann nach dem heutigen Stand der Untersuchungen wie folgt rekonstruiert werden (siehe auch Tabelle 4, Seite 72):

Es wurden Relikte eines gut erhaltenen, wahrscheinlich vorhercynischen Baustils aufgefunden, der vom jüngeren alpinen eindeutig abgetrennt werden kann. Es sind:

- generell N–S- (bis NW–SE-) streichende Linear- und Planargefüge, die vor allem in basischen Gesteinen, untergeordnet aber auch an Gneisen auftreten.
- Faltensysteme in Amphiboliten und Biotit-Gneisen, deren Axialfallen bis 45° betragen kann. Das Achsenstreichen ist NE–SW bzw. NNE–SSW.

Der Nord-Süd-Bau scheint älter zu sein als der Faltenbau. Vielleicht ist er gleich alt wie die älteste, gleichorientierte Strukturanlage der Gneise des Aiguilles-Rouges-Massivs. Im Tavetscher Zwischenmassiv und im Gotthardmassiv sind von KVALE (1957) alte Faltensysteme beobachtet worden, die ebenfalls NE-SW-Achsenstreichen aufweisen. Die Vermutung wird ausgesprochen, es könnte sich bei diesen ähnlich orientierten Achsensystemen um gleichaltrige handeln; es wäre dann bereits bei dieser ältesten Gebirgsbildung unbestimmten Alters ein «alpines» Achsenstreichen dominant gewesen.

Eine *Migmatisation* veränderte diesen alten Gebirgsbau an verschiedenen Stellen des Aarmassivs verschieden stark. Zwischen völliger Unversehrtheit und völliger Zerstörung der alten Gefüge finden sich alle Zwischenstufen. Granitoide Gänge, welche in der Schlussphase der Migmatisation eindringen, zeigen «alpine» NE-SW-Orientierung. Der später intrudierte Zentrale Aaregranit, seine Aplitgänge, jüngere Quarzporphyrgänge wie auch das im Massivinnern abgelagerte Karbon weisen alle dieses NE-SW streichende Planargefüge auf, das somit späthercynisch im Aarmassiv bereits eindeutig dominierte. Auch die oberkarbonisch eingefalteten Karbonsedimente sind gleich orientiert.

Zur Abklärung der Art der *alpinen Metamorphose und Tektonik* wurden alpin monometamorphe, sehr wahrscheinlich permische Sedimente der direkt südlich an das Massiv anschliessenden Urseren-Zone untersucht. Besonders in Phylliten ist dort das wohl vollständigste Bild der alpinen Vorgänge zu erhalten: die Schichtung der ehemals tonig-sandigen Sedimente wurde während einer ersten Schieferung lagekonstant überprägt (allgemein mittelsteiles Südostfallen). Dabei wurden praktisch alle Mineralien ausgezeichnet in die Ebene der ersten Schieferung eingeregelt. Auf den s-Flächen ist ein steilstehendes Linear zu finden, das einerseits auf die Regelung stengeliger Mineralien zurückgeht, anderseits die Achse einer Kleinfältelung bildet. Diese Fältelung stellt eine im untersuchten Teil der Urseren-Zone unwichtige Wiederfaltung der ersten Schieferung dar. Hier setzte das Wachstum von Biotit-, Calcit- und Epidot-Porphyroblasten ein, welche alle älteren Gefüge einschliessen. Durch das schwarmweise Einsetzen einer zweiten Schieferung entstanden aufrechte zweite Falten im Millimeter- bis Meter-Bereich mit subhorizontalen Faltenachsen. Die Fältchen kommen durch eine Umkristallisation von Quarz zustande, der sich in Sätteln und Mulden anreichert, verbunden mit einer gleichzeitigen Anreicherung von Muskowit in den Schenkeln (s. Tabelle 2, S. 13). Bei der zweiten Schieferung/Faltung wurden die älteren Porphyroblasten bereits mechanisch beansprucht; nur Chlorit-Porphyroblasten sind in bezug auf die zweite Schieferung/Faltung posttektonisch gewachsen. Die Beobachtungen über das Porphyroblastenwachstum stehen in Gegensatz zu denjenigen von CHATTERJEE (1961) im südlich anschliessenden Simplongebiet. Der Gegensatz erscheint um so interessanter, als auch in zwei Arbeiten neueren Datums (STEIGER, 1962; NABHOLZ et al., 1963) ein Abschluss des Porphyroblastenwachstums vor den letzten Bewegungen festgestellt wird.

Auf Grund der Resultate im Perm der Urseren-Zone konnten im Altkristallin mit recht grosser Sicherheit alpine Gefüge erkannt werden. Erschwerend für die Untersuchung des Zusammenspiels Tektonik/Metamorphose wirkt sich das Fehlen von alpinen Porphyroblasten aus; auch die Selektivität der alpinen Verformung erleichtert die Arbeit nicht, doch ist sie bei der Inhomogenität des voralpinen Massivs eigentlich zu erwarten.

Der Südrand des Massivs ist besonders stark mitgenommen worden: eine Reihe von Gefügeelementen lassen sich bei gleichbleibender Raumlage und gleicher Abfolge aus der Urseren-Zone in das Massiv hinein verfolgen.

Im Massivinnern ist die erste Schieferung weit verbreitet. Typisch für sie ist das stets auftretende steile Linear, das meist in Form gelängter Mineralien auftritt. Neu ist die Feststellung, dass dieses Linear auch im Innern des Massivs einen nach oben im Massivstreichen geöffneten Fächer bildet, wie das KVALE (1957) für die Urseren-Zone festgestellt hat. Die zweite Schieferung und Faltung scheint an den Südrand des Massivs und an Zonen stärkster Beanspruchung gebunden zu sein. Ein System von Quarzgängen, das im Zusammenhang mit der zweiten Faltung aufgerissen ist, ist im Massiv weiter verbreitet als die Faltung selbst. Weitere lokale Schieferungen und Wiederfaltungen wurden im Massivinnern beobachtet. Eine Bewegung an mittelsteil südostfallenden Scherflächen erlangt vor allem im Norden des Massivs eine grosse Wichtigkeit; das hangende Paket ist dabei immer gegen Nordwesten bewegt worden.

Junge Brüche und Mylonite konnten im südwestlichen Aarmassiv festgestellt, aber nicht altersmässig datiert werden.

Abgesehen von der bei den tektonischen Beanspruchungen erfolgten Metamorphose scheint das ganze Massiv bei der alpinen Gebirgsbildung erwärmt worden zu sein: auch in Gesteinen ohne sichtbare Spuren alpiner Tektonik sind Plagioklase saussuritisiert, Biotite entmischt und chloritisiert, teilweise verjüngt (WÜTHRICH, 1963). Es muss aber festgehalten werden, dass das Aarmassiv entsprechend seiner Lage im Alpengebäude eine wesentlich geringere (epizonale) Metamorphose aufweist als etwa das südlicher gelegene Gotthardmassiv. Bei der mechanischen Beanspruchung ist es vor allem zu Zergleitungen an parallelen Scherflächenscharen gekommen und nur untergeordnet und in kleinem Massstab zu Faltungen. Die Scherflächen streichen meist NE–SW mit verschiedenen Fallbeträgen, so dass es zu subhorizontalen Intersektionsgeraden kommt; auch die Achsen der Falten bevorzugen diese Lage.

8. English summary¹⁾

This paper deals with petroctectonic investigations in the Aar Massif of the Swiss Alps.

The Aar Massif is one of the pre-Triassic crystalline basement massifs, which have been incorporated during the Tertiary Alpine Orogenesis. Other massifs of this type are the Gotthard, Tavetscher, Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Pelvoux, Belledonne and Mercantour Massif.

The Aar Massif, which is elliptically shaped with a length of 120 km and a maximal width of 25 km is the biggest massif in Switzerland.

The massif can be divided into three zones (see sketch on Table I):

- a. the northern granites
- b. the 'Zentraler Aaregranit'
- c. the 'Schieferhülle'.

Granitic rocks (a and b) cover 50% of the surface. Radiometric age determinations have shown that these granites are of Hercynian age. The 'Schieferhülle', on the other hand, contains polymetamorphic rocks (migmatites, amphibolites, gneisses) of older but unknown age.

The main purpose of the present paper is on the one hand to show the pre-Alpine structural evolution of rocks of the 'Schieferhülle' and on the other hand the tectonic overprinting during the Alpine orogenesis.

The kinematic history of these rocks described below is based mainly on investigations made in a region near Naters (Brig, Valais). Some of the observations may be generalized for the whole Aar Massif, but we are far from having a satisfying picture of the kinematic history of this massif.

The oldest structures can be observed in amphibolites, hornblende gneisses and biotite-plagioclase gneisses. There are planar parallel structures striking N–S and—probably younger—a system of folds plunging SSW or SW at an angle of 35–45° (see structural map, table II).

A migmatization of undetermined age influenced these rocks differently. Locally the older fabrics were destroyed completely, while a few meters to the side they were left intact. The intrusion of the 'Zentraler Aaregranit' has nothing to do with the migmatization. This granite, of Hercynian age, has a primary NE–SW direction. The so-called 'Alpine direction' (NE–SW) is by far older than the Alpine orogenesis! The folding of Carboniferous sediments during the Upper Carboniferous period probably caused a cleavage in the old crystalline rocks of the massif. Both the folds and the cleavage are directed NE–SW.

¹⁾ Für ihre Hilfe bei der Übersetzung dieser Zusammenfassung sei Dr. N. JONES (Bern) und G. FRANKS (Zürich) bestens gedankt.

In order to determine the character of *Alpine metamorphism* and *deformation*, monometamorphic sediments of Permian age from the 'Urseren-Zone' have been studied. The 'Urseren-Zone' lies between the Aar and the Gotthard Massifs and contains sediments from Permian to Jurassic (? Cretaceous) age. In the region of Naters, rocks of the 'Schieferhülle' and the 'Urseren-Zone' lie side by side (see Table I).

The bedding of phyllitic sediments was first overprinted in a parallel direction by a first cleavage (s_1). During the first cleavage nearly all the minerals were oriented in the s_1 -plane (quartz, albite, muscovite, chlorite, tourmaline). On the s_1 -planes is found a steep lineation involving microfolding and stretching or orientation of needle-shaped minerals parallel to the fold axis. In the studied area of the 'Urseren-Zone' this marks an unimportant refolding of the first cleavage, which coincides with the beginning of growth of biotite, calcite and epidote porphyroblasts superimposed on the earlier fabric. A second cleavage developed later, forming folds with horizontal axes, the s_2 -planes being mostly vertical and striking NE-SW. B_2 -microfolds are formed by pressure solution of quartz on the limbs of the folds, leading to an enrichment of quartz in saddles and muscovite in limbs. The second cleavage ruptured calcite and biotite porphyroblasts; only porphyroblasts of chlorite seem to be younger. These observations are partly opposed to the results of *Chatterjee* (1961) in the nearby Simplon area; stating that the growth of porphyroblasts takes place mainly after the second cleavage, he proposes a post-tectonic plutonic metamorphism. New work in the Gotthard Massif (STEIGER, 1962, NABHOLZ und VOLL, 1963) supports our contention, but further investigations are desirable.

After these investigations in post-Hercynian sediments it was possible to recognize Alpine deformations in the polymetamorphic rocks of the 'Schieferhülle'. We found that the youngest deformation observed in the gneisses is identical with that in the Permian phyllites. In the massif the selectivity of Alpine deformation is striking, quite undeformed areas lying alongside strongly deformed ones. The first cleavage is very important, the steep lineation on it forming, parallel to the long (NE-SW) axis of the massif a fan which opens upwards. KVALE (1957) has made the same observation for the 'Urseren-Zone'. The second cleavage and folding is restricted to the southern border of the massif and to strongly tectonized zones. Locally other systems of cleavages and folding of less importance can be found. Alpine folds in the massif are generally small-scale (mm to dm), the axis usually being horizontal and directed NE-SW.

Because of the position of the Aar Massif in the Alpine complex the degree of Alpine metamorphism is low. Anyway, radiometric age determinations give Alpine ages on biotite and therefore the temperature must have been higher than ca. 350°.

Curriculum vitae

Am 16. August 1937 wurde ich als Sohn des Hugo Labhart und der Frieda Labhart geb. Schneider in Bern geboren. Nach dem Besuch der Primarschule, des Progymnasiums und der Handelsabteilung des Städtischen Gymnasiums in Bern erwarb ich 1956 die kantonale Handelsmaturität. Anschliessend immatrikulierte ich mich an der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern. Neben den Feldarbeiten an meiner Dissertation arbeitete ich in den Jahren 1958–1964 insgesamt während mehrerer Monate an radiometrischen und geologischen Oberflächen- und Stollenaufnahmen im Aarmassiv, Mont-Blanc-Massiv und dem Penninikum (Auftraggeber Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente, Leitung Prof. Th. Hügi).

Während zwei Semestern war ich beurlaubt (Ostgrönlandaufenthalt als Begleiter von Dr. E. Kempter, April–August 1957; Militärdienst).

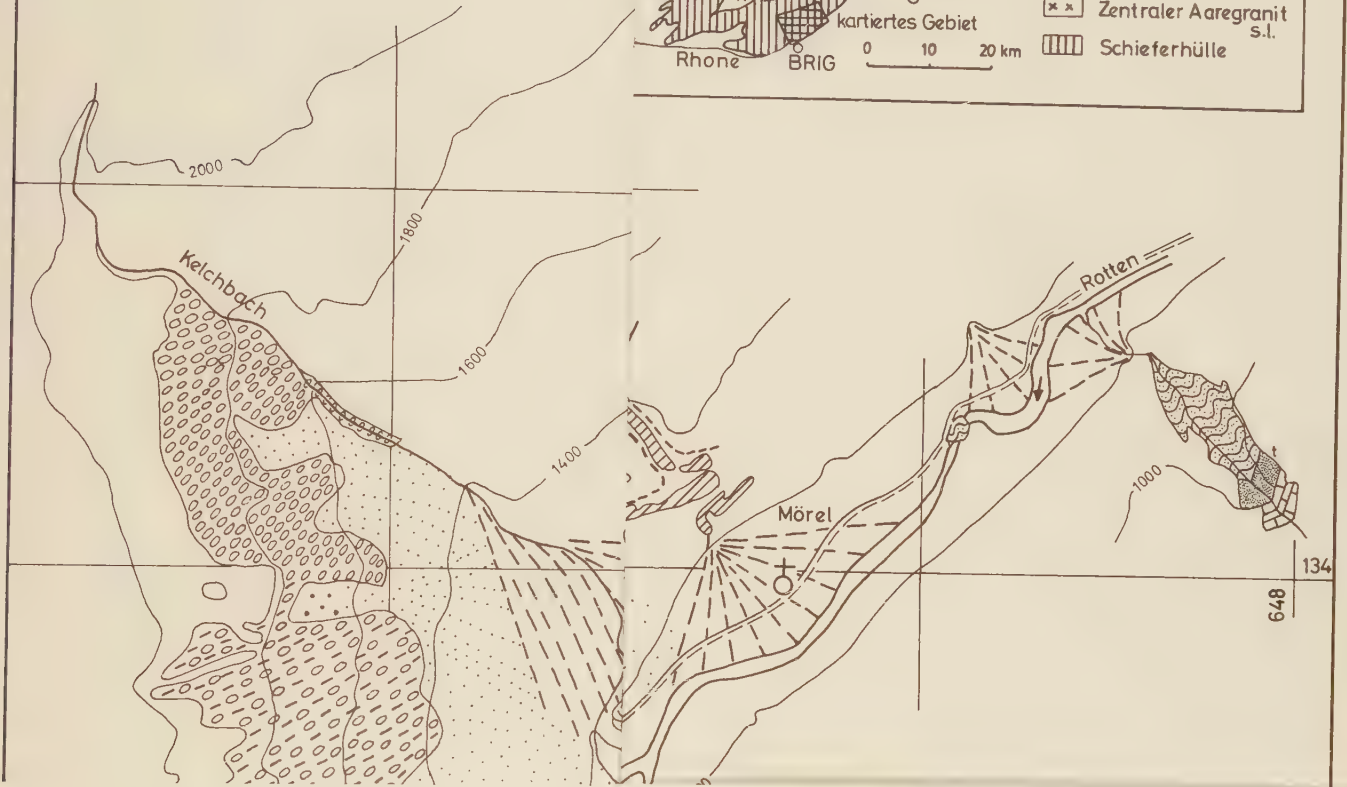
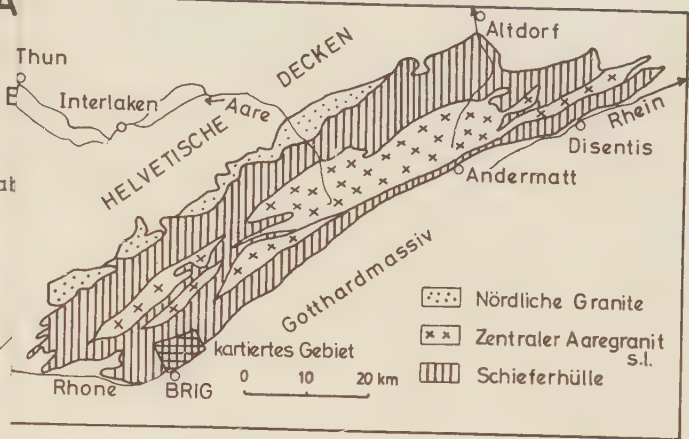
Im Laufe meiner Studien besuchte ich Vorlesungen und Praktika folgender Dozenten: E. Jäger, W. Buser †, J. Cadisch, W. Feitknecht, H. Grunau, J. Geiss, Th. Hügi, F. E. Lehmann, W. K. Nabholz, E. Niggli, W. Nowacki, R. F. Rutsch, W. H. Schopfer †, R. Signer und A. Streckeisen.

PETROGRAPHISCHE KA

DER REGION NATERS - MÖREL -

aufgenommen v. Toni P. Lat

Übersichtsskizze des Aarmassivs



STRUKTURKARTE

BEMERKUNGEN ZU TAFEL II

Diese Strukturkarte soll zugleich ein Übersichtsplan über die Areal sein. Sie gibt nur die wichtigsten Gefügeelemente wieder; das vollständige Gefügeinventar kann den entsprechenden Diagrammen entnommen werden.

